DIE OBERFLÄCHENFORMUNG DES KARSTES DER MITTLEREN FRANKENALB, UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER KUPPENALB

Ein morphologischer und pedologischer Beitrag

von

Helmut Lippert

aus

Tachau

1973

1975 A 30

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548408_0053

DIE OBERFLÄCHENFORMUNG DES KARSTES DER MITTLEREN FRANKENALB, UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER KUPPENALB

Ein morphologischer und pedologischer Beitrag

Der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
zur
Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt
von

Helmut Lippert
aus
Tachau

Als Dissertation genehmigt von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Erlangen-Nürnberg

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 16. Juli 1973

Dekan:	Professor Dr. Heumann
Erstberichterstatter:	Professor Dr. Höhl
Zweitberichterstatter:	Professor Dr. Tichy

VORWORT

Im Augenblick der Vollendung dieser Arbeit ist es mir ein besonderes Anliegen, allen meinen besten Dank auszusprechen, die in uneigennütziger Weise die vorliegende Untersuchung gefördert und inspiriert haben.
Ich möchte dieses Vorwort vor allem benützen, um Frau Universitätsprofessor Dr. Gudrun Höhl zu danken, von der die Anregung zu dieser Arbeit ausging, die mich in zahlreichen Exkursionen mit der Problematik geomorphologischer Fragestellungen vertraut machte und der ich wesentliche Ratschläge zur Methode der Geländearbeit verdanke. Ihr unermüdlicher Idealismus und ihre intensive wissenschaftliche Anteilnahme bei Sammlung des Beobachtungsmaterials und der darauf aufbauenden morphogenetischen Interpretation haben die Untersuchung immer wieder angeregt und vorangebracht.

Ein besonderes Dankeswort möchte ich noch nachträglich an den leider verstorbenen Herrn Universitätsprofessor Dr. Dr. h.c. Dr. h.c. J.P. Bakker richten, der diese Arbeit in großzügiger und belebender Weise gefördert hat. Ich erachte es als eine Auszeichnung, daß er meiner Untersuchung großes Interesse entgegenbrachte und mich beharrlich zu weiteren Forschungen ermunterte. Seine umfassenden Sachkenntnisse, seine langjährigen Erfahrungen als Forscher und seine kritische wissenschaftliche Einstellung haben dazu beigetragen, daß eine Reihe von Problemen und Schwierigkeiten während der Untersuchung gelöst werden konnte. In seinem Institut, dem Physisch Geographischen Laboratorium der Universität Amsterdam, wurden die meisten der Bodenanalysen ausgeführt, die nach gründlicher morphologischer Vorarbeit zum Gerüst der Untersuchung wurden. Ohne diese intensive Unterstützung hätte die vorliegende Arbeit nicht zum Erfolg geführt werden können. Ferner danke ich Herrn Professor Dr. Bakker, daß er mir am Beginn meiner Arbeit Gelegenheit gegeben hat, in einem Praktikum am Physisch-Geographischen Laboratorium in Amsterdam die Methoden und Arbeitsweisen der systematischen Bodenanalyse kennenzulernen.

Für die freundliche und zuvorkommende Aufnahme und die liebenswürdige Gastfreundschaft, die mir bei zahlreichen Aussprachen und Diskussionen in den Geographischen Instituten in Mannheim und Amsterdam immer zuteil wurde, danke ich Frau Professor Dr. Höhl und Herrn Professor Dr. Bakker gemeinsam sehr herzlich.

Mein Dank geht auch an die Herren Dr. H.J. Müller und Dr. F.J.P.M. Kwaad, sowie an alle Mitarbeiter und Assistenten des Physisch Geographischen Laboratoriums in Amsterdam, die mir bereitwillig Erläuterungen und Ratschläge gegeben und die Durchführung der Untersuchungen der Bodenproben überwacht haben.

Im Laboratorium für Sedimentforschung des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Heidelberg wurden einige ergänzende tonmineralogische Analysen ausgeführt. Herrn Universitätsprofessor Dr. G. Müller danke ich für die erwiesene Hilfsbereitschaft sehr herzlich.

Herr Bender vom Geographischen Institut der Universität Mannheim hat freundlicherweise die Reinzeichnung der Morphologischen Übersichtskarte übernommen. Auch ihm möchte ich hierfür meinen Dank aussprechen.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	1
A. Naturräumliche Grundlagen, Methodik der Untersuchung und morphologische Charakteristik des Untersuchungsgebietes	
I. Einführung in die naturräumlichen Besonderheiten der Karstlandschaft der Mittleren Frankenalb	7
1. Das Karstgebiet der Frankenalb als Objekt morphologischer und paläogeographischer Untersuchungen	9
2. Der topographische, morphologische und hydrologische Sonderstatus einer Karstlandschaft im Wasserscheidenbereich	10
3. Problematik der Altersstellung erdgeschichtlich junger Landschaftselemente im Karst	12
4. Überblick über die morphologischen Erscheinungsformen	13
5. Das geologische Substrat	15
6. Abgrenzung des engeren Untersuchungsgebietes	18
II. Die Methodik der Untersuchungen	
1. Überblick über die Arbeitstechnik	20
2. Behandlung analoger und homologer Themenkreise in der Literatur	21
3. Kartenstudien als Grundlage der Felduntersuchungen	23
4. Methodik der Geländearbeit	24
5. Methodik der Laboruntersuchung von Boden- und Sedimentproben	27
III. Die naturräumlichen Erscheinungsformen	
1. Das Phänomen der Vollformen	33
2. Die Physiognomie der Hohlformen	39
3. Die speziellen Karsterscheinungen	42
4. Die Gesamtheit der Leitformen des Karstes und deren geomorphologische Problematik	49
B. Die Altersstellung der Reliefgenerationen	
I. Tertiäre Landschaftselemente	
1. Tonmineralogische Zeugen der ältesten nachzuweisenden Verwitterungs- und Abtragungsphase	54
2. Die Talpässe, Relikte einer mitteltertiären Taleintiefung	66
3. Jungtertiäre Talentwicklungsprozesse	73
II. Pleistozäne Einflüsse auf das Landschaftsbild	
1. Öffnung von Talkesseln und Umformung von Talanlagen	85
2. Die solifluidale Modifizierung der Geländeformen	87
3. Frostsprengung, Kryoturbationen, Eiskeile	91
4. Die Kuppenasymmetrie und deren Ausformung	94
5. Löß und Flugsand als pleistozän-periglaziale Sedimente	97
III. Rezente morphologische Veränderungen	
1. Die derzeitigen Verwitterungs- und Abtragungsprozesse	112
2. Der anthropogene Gestaltungsfaktor	113

Seite

C. Der Boden- und Sedimentaufbau innerhalb konkreter naturräumlicher Einheiten der Kuppenalb - Aufgezeigt an ausgewählten Beispielen -
I. Karsthohlformen mit mehrphasigen und polygenetischen Sedimenten
Bohrprofile im Trockental zwischen Dillberg und Lenzerberg bei Eckeltshof 119
II. Bodenbildungen und Akkumulationsprodukte in kuppenumstandenen Karstsenken
1. Bohrprofile in der Karstsenke zwischen Kotzerberg und Habsberg bei Engelsberg 127
2. Bohrprofile in der Karstsenke am Pfaffenberg bei Richthof - Bogenhof 129
III. Die Boden- und Sedimentzusammensetzung in dolinenreichen, westexponierten Karstmulden 136
Bohrprofile in der Karstmulde zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg bei Kirchenwinn 136
IV. Sedimentaufbau und Verwitterungsreste in fossilen Trockentälern 139
Bohrprofile im Trockental zwischen Habsberg und Rabenberg bei Engelsberg 139

Zusammenfassung 143

Auswahl aus Beschreibungen von Bohrprofilen 149

Literaturübersicht 164

Übersicht über das verwendete amtliche Kartenmaterial 173

Die Arbeit enthält

5 Karten
Karte 1: Zur topographischen Situation der Mittleren Frankenalb 8
Karte 2: Morphologische Übersichtskarte der Mittleren Frankenalb mit Eintragung der Bohrgruppen, Bohrserien und ausgewählter Einzelbohrungen Beilage
Karte 3: Die Kuppenlandschaft um Poppberg - Frechetsfeld 126
Karte 4: Die Kuppenlandschaft um Engelsberg 131
Karte 5: Die Kuppenlandschaft um Reichertswinn 135

5 Abbildungen
Abb. 1: Bohrserie D 1 - D 8 zwischen Dillberg und Lenzerberg bei Eckeltshof 125
Abb. 2: Bohrserie K 1 - K 8 zwischen Kotzerberg und Habsberg bei Engelsberg 130
Abb. 3: Bohrserie P 1 - P 9 am Pfaffenberg in der Karstsenke bei Richthof - Bogenhof 134
Abb. 4: Bohrserie A 1 - A 11 zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg bei Kirchenwinn 138
Abb. 5: Bohrserie H 1 - H 8 zwischen Habsberg und Rabenberg bei Engelsberg 142

Seite

8 Figuren

Fig. 1: Bohrprofil III - 1. Sedimentationsfolge mit alternierenden polygenetischen Ablagerungen (Kuppenalb bei Schwend) 75
Fig. 2: Die Korngrößenverteilung ausgewählter Proben der Sedimentgesellschaft sehr schwerer Tone (III-31 im O. von Wolfertsfeld; III-33 bei Poppberg; III-49 im NO. von Gebertshofen) 81
Fig. 3: Die Korngrößenverteilung ausgewählter Proben der Sedimentgesellschaft sehr schwerer Tone (III-12 im N. von Gebertshofen; III-15, III-16 und III-17 im N. von Schwend) 82
Fig. 4: Korngrößenverteilung von Proben der Bohrung III - 29 mit erheblich variierenden Sedimentationsbedingungen (Kuppenalb zwischen Poppberg und Schwarzenberg) 84
Fig. 5: Die Korngrößenverteilung ausgewählter Proben aus der Sedimentgesellschaft äolischer verlehmter Mehlsandsedimente (II-3 südl. Kuppenalb;III-13, III-36 u. III-40 nördl. Kuppenalb; IV-63 östl. Flächenalb) 101
Fig. 6: Die Korngrößenverteilung ausgewählter Proben aus der Sedimentgesellschaft äolischer verlehmter Mehlsandsedimente (I-5 mittl. Kuppenalb; III-28, III-35 u. III-54 nördl. Kuppenalb) 102
Fig. 7: Die Korngrößenverteilung ausgewählter Proben von Löß und äolischen Decksandsedimenten (V-73 Albvorland; V-72 Albtrauf; V-71 u. IV-59 Flächenalb; III-13 Kuppenalb im N. von Gebertshofen) 108
Fig. 8: Die Korngrößenverteilung von Proben der Bohrung III - 8 mit alternierenden polygenetischen Ablagerungen (Kuppenalb bei Eckeltshof) 121

12 Tabellen

Tab. 1: Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der Probe III-60-5 56
Tab. 2: Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der Probe III-1-12 58
Tab. 3: Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der Probe III-20-2 60
Tab. 4: Quarzgehalt und Tonmineralzusammensetzung in der Fraktion kleiner 1 Mikron bei einigen ausgewählten Proben 63
Tab. 5: Die Korngrößenverteilung der Proben des Profils III-22 am Fuchsberg bei Frechetsfeld 69
Tab. 6: Die Korngrößenverteilung der Proben III-23 am Fuchsberg bei Frechetsfeld 70
Tab. 7: Der Tonmineralgehalt ausgewählter Proben der Profile III-22 und III-23 am Fuchsberg bei Frechetsfeld 71

Seite

Tab. 8: Die Korngrößenverteilung des Profils III-5 aus dem Trockental zwischen Poppberg und Wolfertsfeld 77
Tab. 9: Die Tonmineralzusammensetzung des Profils III-5 aus dem Trockental zwischen Poppberg und Wolfertsfeld 78
Tab.10: Die Schwermineralzusammensetzung einiger ausgewählter Proben mit Sedimenten äolischer Entstehungsart 104
Tab.11: Korngrößen und Schwermineralien einiger nicht äolischer Proben 105
Tab.12: Die Schwermineralzusammensetzung äolischer Sedimente aus der Kuppenalb, der Flächenalb, der Stufenstirn der Mittl. Frankenalb, dem Albvorland und dem Steigerwald 107

A. NATURRÄUMLICHE GRUNDLAGEN, METHODIK DER UNTERSUCHUNG UND MORPHOLOGISCHE CHARAKTERISTIK DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

I. Einführung in die naturräumlichen Besonderheiten der Karstlandschaft der Mittleren Frankenalb[1)]

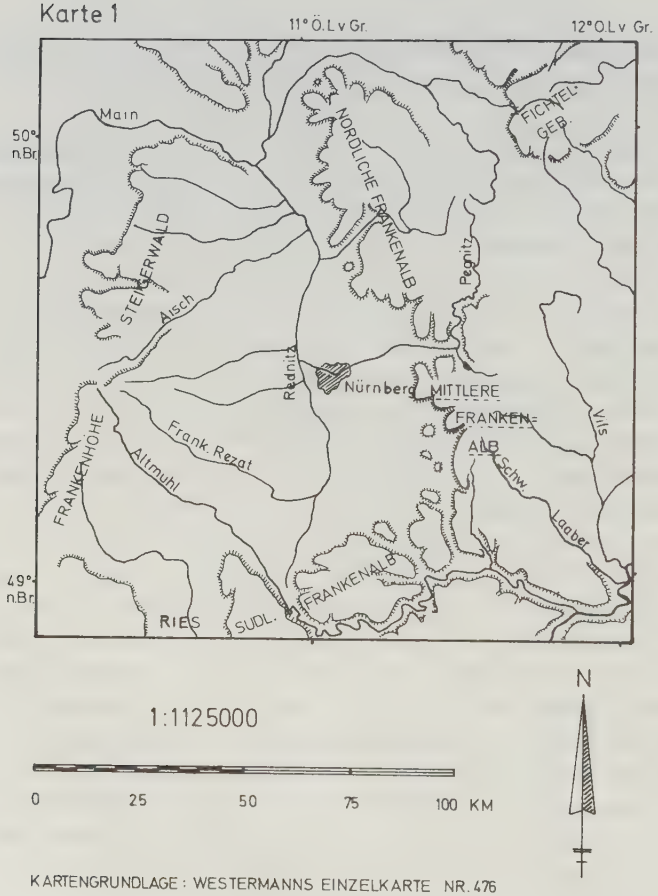
Der natürliche Lebensraum des Menschen ist Abbild und Funktion der auf ihm vollzogenen und sich weiter vollziehenden erdgeschichtlichen Ereignisse. Seit Jahrmillionen arbeiten exogene und endogene Kräfte am Antlitz der Landschaften unseres Planetens und modifizieren beständig durch teils wirkungs-, teils substratspezifische Formungsmechanismen ihre äußeren Erscheinungen. Da die Gesamtkomposition eines Landschaftsbildes somit einen Augenblickszustand im beständigen Ringen zwischen petrographischer Resistenz und aktiven chemischen und physikalischen Verwitterungs-, Umarbeitungs- und Abtragungsprozessen repräsentiert, treten uns bei morphologischen und morphogenetischen Betrachtungen in der Mehrzahl der Fälle Formen in der Landschaft entgegen, die im geologischen Zeitmaßstab gemessen außerordentlich jung sind. Sie gehören vorwiegend dem Quartär an, existieren also kaum mehr als drei Viertel Millionen Jahre. Die verhältnismäßig kurze Zeitspanne ihres Daseins gewährleistet den Erhalt charakteristischer Zeugen ihrer Formungskräfte. Topographisch-morphologische Phänomene älterer erdgeschichtlicher Epochen können dagegen in den meisten Fällen nur mehr schwer rekonstruiert werden; sie haben durch Veränderung der Bildungsmodalitäten und Formungsmechanismen innerhalb eines polyklimatischen Werdeganges ihr charakteristisches Gepräge weitgehend verloren.

---

1) Topographische Situation der Mittleren Frankenalb: Siehe Karte 1 Seite 8.

ZUR TOPOGRAPHISCHEN SITUATION DER MITTLEREN FRANKENALB

Karte 1



KARTENGRUNDLAGE: WESTERMANNS EINZELKARTE NR. 476

1. Das Karstgebiet der Frankenalb als Objekt morphologischer und paläogeographischer Untersuchungen

Kalk- und Dolomitlandschaften, zu denen die Frankenalb zählt, weisen allerdings keine derartig weitreichende Abhängigkeit von jenem allgemeinen geomorphologischen Evolutionsgeschehen auf. Hier ist die Möglichkeit gegeben, daß sich auch ältere, prädiluviale, zu den quartären Klimaverhältnissen in offenkundiger Disharmonie stehende Landformen bis auf die heutige Zeit erhalten haben. Kalke und Dolomite stellen der chemischen und physikalischen Verwitterung ein Substrat zur Verfügung, das verkarstungsfähig ist. Dadurch erhalten die natürlichen landschaftlichen Phänomene, unter der Voraussetzung einer episodischen klimatischen Differenzierung während der jüngeren Erdgeschichte, ganz andere morphologische, morphogenetische und chronologische Wert- und Rangordnungen.
Selbst im kompakten dolomitischen und kalzitischen Fels finden sich stets dünne Primärfugen, Kapillarrisse und Strukturunregelmäßigkeiten. Durch Spannungen im Gestein und postsedimentäre tektonische Vorgänge werden diese Ansatzstellen der Verkarstung entscheidend vermehrt, so daß das einsickernde Oberflächenwasser durch korrosive Lösungsvorgänge die so entstandenen Sekundärfugen wesentlich erweitern kann. Auf der Grundlage derartiger substratspezifischer Entwicklungsvorgänge ist die Porosität und Klüftigkeit von Kalken und Dolomiten erklärbar. Während praktisch alle Gesteine ein gewisses Maß an Feuchtigkeit durch Diffusion weiterleiten, werden verkarstungsfähige Gesteine in ganz erheblichem, sich selbst verstärkendem Umfange wasserdurchlässig. Schließlich sind sie selbst für strömendes, von laminarer in turbulente Bewegung übergehendes Wasser durchgängig.
Falls durch epirogenetische Hebungsvorgänge im Entwicklungsprozeß der Landschaft der Gesamtkomplex der verkarstungsfähigen und teilweise verkarsteten karbonatischen Schichten in eine höhere Lage zum Niveau der Vorfluter gebracht wird, tritt die Landschaft bei beharrlich absinkendem Karstwasser-

spiegel aus dem Zustand der vorwiegend horizontalen, oberirdischen, demudativen und erosiven Wasserbewegung in den Bereich der teilweise vertikalen, unterirdischen Karstentwässerung über. Die gegenwärtig morphologisch aktiven Kräfte finden an der Oberfläche immer weniger Gelegenheit zur Entfaltung und büßen ihre formverändernde Kraft in erheblichem Umfange ein.

Da alle genannten Voraussetzungen im Karstgebirge der Fränkischen Alb gegeben sind, müssen hier morphologische und morphogenetische Untersuchungen potentiell das Auftreten fossiler, unter Umständen präquartärer Landschaftsgenerationen berücksichtigen. Dies bedeutet zwar einerseits eine gewisse Erschwerung, läßt aber andererseits bei darauf abgestimmter Wahl der Technik und Methodik der empirischen Felduntersuchungen reizvolle Vergleiche höchst unterschiedlicher und mannigfaltiger Landschaftsformen erwarten, die trotz eines engen chorologischen Neben- bzw. Übereinanders ein chronologisches, landschaftsgenetisches Nacheinander dokumentieren.

2. Der topographische, morphologische und hydrologische Sonderstatus einer Karstlandschaft im Wasserscheidenbereich

Die Tatsachen der Verkarstung und Karstentwicklung gehören zu den kennzeichnendsten qualitativ und quantitativ faßbaren Merkmalen des morphologischen Erscheinungsbildes der Fränkischen Alb. Im Zuge dieses Verkarstungsprozesses verlegte die oberflächliche Entwässerung zuerst und vorrangig an jenen Stellen, die am weitesten von den Vorflutern entfernt lagen; hierfür kamen jene hydrographischen Zonen in Frage, in denen auch heute die Hauptwasserscheide zwischen dem rheinischen und danubischen Strom-, Fluß- und Bachsystemen zu finden ist. Legt man den hydrologischen Überlegungen die Gesetze des Verkarstungsprozesses zugrunde, so muß angenommen werden, daß das Niederschlags- und Schmelzwasser bei einsetzender Hebung schon im Frühstadium der Verkarstung in den Fugen, Klüften, Spalten und Dolinen des kalzitischen

und dolomitischen Untergrundes versickerte. Es konnte somit nur mehr sehr bedingt oberflächlich aktiv werden. Das ehemalige Landschaftsbild wurde im Verlaufe dieser Entwicklung teilweise konserviert und somit fossilisiert.

Wie aus der Karte 1 (Seite 8) sowie aus der Morphologischen Übersichtskarte (in der Beilage) zu entnehmen ist, liegt das Gebiet der Mittleren Frankenalb, insbesondere im Raume zwischen dem Steilabfall der Frankenalb bei Neumarkt[1] und der Kuppenalb von Poppberg-Pürnried[2], genau auf dem Scheitel der Europäischen Hauptwasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Donau mit den Flüssen Vils, Lauterach, Schwarze Laaber und Unterbürger Laaber[3] und dem des Rhein-Main-Systems mit der Pegnitz und ihren kleinen Zuflüssen Kainbach, Konrbach und Rögenbach[4]. Da die Verkarstung ein extrem beharrendes Moment in die Evolution der Gesamtstruktur einer Landschaft einführt und im Bereich der Wasserscheide zwischen größeren Vorflutern frühzeitig und intensiv zur Entfaltung kommt, werden somit besonders in diesem Raum landschaftliche Erscheinungen zu berücksichtigen sein, die erdgeschichtlichen Epochen mit anderen klimamorphologischen Mechanismen zuzuordnen sind.

Die Mittlere Frankenalb bietet auf Grund der beschriebenen topographischen, geologischen und hydrologischen Gegebenheiten optimale Voraussetzungen für die Untersuchung der an den Karst unter polyklimatischen Entwicklungsbedingungen geknüpften Landformen. Die speziell in diesem Bereich erfolgten morphologischen und pedologischen Felduntersuchungen sollen einen Beitrag leisten zur Erfassung und Typisierung der Vielfalt der morphologischen Phänomene sowie eine Klärung der Fragen der Altersstellung der Reliefgenerationen anstreben.

---

1) Top. Karte 1:50 000, L6734 Neumarkt
2) Top. Karte 1:50 000, L6534 Hersbruck
3) Top. Karte 1:200 000, CC7134 Regensburg
4) Top. Karte 1:200 000, CC7134 Regensburg bzw.
   Top. Karte 1:50 000, L6534 Hersbruck.

3. Problematik der Altersstellung erdgeschichtlich junger Landschaftselemente im Karst

Die klassische Möglichkeit zur Datierung natürlicher geomorphologischer Erscheinungsformen im Landschaftsbild liegt in der empirischen Untersuchung überkommener Tier- und Pflanzenreste begründet. Die tonigen, lehmigen und sandigen Überdeckungsbildungen der Kalke und Dolomite der Mittleren Frankenalb sind aber durchwegs fossilleer; man findet praktisch keine paläozoologischen oder paläobotanischen Zeugen, die als Leitfossilien für die Ermittlung des erdgeschichtlichen Zeitabschnittes der Ausbildung bestimmter Landformen verwendet werden könnten. Gleiche Erfahrungen wurden schon mehrfach gemacht; auch in den Karstgebieten der Schwäbischen Alb sind nach Dongus (1962 b) in den Tonen und Lehmen der Albüberdeckung keine Fossileinlagerungen bekannt.
Die Möglichkeit der Bestimmung einer chronologischen Abfolge von Landschaftsgenerationen durch Schotter signifikanter Beschaffenheit und Herkunft, die als Leitschotter verwendet werden könnten, ist in der Mittleren Frankenalb ebenfalls nicht gegeben. Einerseits haben reine Derivate der mechanischen und chemischen Verwitterung, die keine oder nur unwesentliche Umlagerungsprozesse durchgemacht haben, im Frankendolomit oft das Aussehen von Schottern, was zu Fehldeutungen Anlaß geben könnte. Andererseits ist durch lange Perioden intensivster chemischer Verwitterung der Großteil der Gerölle aus kalzitischem und dolomitischem Substrat aufgelöst bzw. zu Zersatz zerfallen und als Grus abgelagert worden. Schon Cramer (1928) hat die bemerkenswerte Tatsache ausdrücklich hervorgehoben, daß selbst die Erosionstrockentäler der Frankenalb schotterfrei sind.

Auch Fremdgerölle, wie beispielsweise Lydite oder vergleichbare Ablagerungen, mit deren Hilfe über den Umweg der Geschichte der Flußentwicklung und Flußumkehr im fränkischen Raum eine chronologische Erfassung von landschaftlichen Erscheinungsformen möglich wäre, konnten im Bereich der Mittleren Frankenalb nicht gefunden werden.
Der Mangel an leicht ermittelbaren Datierungsmöglichkeiten

für die im Gelände deutlich ausgeprägten Reliefgenerationen erlaubte es nicht einmal ,sporadische Fakten aus der klassischen Chronologie in ein kausales Verfahren zur zeitlich-historischen Erfassung der Evolution des Landschaftsbildes zu integrieren. Um zum Kern des Problems, nämlich zu einer umfassenden Beschreibung des gegenwärtigen Formenschatzes, seiner Abhängigkeit von statischen und dynamischen Einflüssen und der Altersstellung seiner landschaftsprägenden Komponenten vorstoßen zu können, war es notwendig, auf der Basis eingehender geologischer, tektonischer, hydrologischer und morphologischer Feldbeobachtungen, moderne Laboruntersuchungen der Boden- und Sedimentzusammensetzung durchzuführen. Dabei war die Analyse niemals Selbstzweck, sondern das letzte Steinchen eines Mosaiks, das erst nach eingehenden Untersuchungen der realen morphologischen Gegebenheiten gezielt eingesetzt wurde. Auf dem objektiven Fundament empirischer, analytischer Ergebnisse sind somit in dieser Arbeit zahlreiche Einzelaussagen, nach kritischer Prüfung aller notwendigen und hinreichenden Bedingungen, zu einer Morphographie des Geländes der Mittleren Frankenalb zusammengefaßt worden.

4. Überblick über die morphologischen Erscheinungsformen

Die Fränkische Alb, als bedeutendstes nordbayerisches Karstgebiet kalzitischen und dolomitischen Untergrundes, repräsentiert die Decke des süddeutschen, mesozoischen, nichtmetamorphen Schichtengebäudes. Sie stellt die östlichste der Landstufen des Süddeutschen Schichtstufenlandes dar.
Die in einem Epikontinentalmeer entstandenen marinen Schichten des oberen Juras verharrten nach dem Auftauchen aus dem Meeresniveau am Ende des Malms noch längere Zeit in geringer Meereshöhe. Erst durch die im Mittelmiozän einsetzenden und im Mittelpliozän besonders intensiven Hebungsvorgänge und die Abkippung des mesozoischen Schichtenkomplexes nach Osten bzw. Südosten kam es zur Herausmodellierung der heutigen Steilstufe der Frankenalb entlang einer in rheinischer Rich-

tung verlaufenden Schwächezone. Dieses tektonisch beanspruchte Gebiet war während des gesamten Jungtertiärs durch eine breite, von Norden nach Süden führende Entwässerungsader ausgezeichnet, was durch lyditische Fremdgerölle aus den nordbayerischen Grenzgebirgen mehrfach belegt werden konnte. Heute stellt es die geographisch besonders wichtige Subsequenzzone rheinischer Richtung des Rezat-Rednitz-Systems dar.

Die Ausbißlinie der oberjurassischen Schichten muß im frühen Tertiär auf einer tiefgelegenen, meeresnahen Rumpffläche ungefähr dem heutigen Verlauf entsprochen haben, d.h. die Rückverlegung der Steilstufe in spättertiärer und quartärer Zeit kann kein besonders großräumiges Ausmaß angenommen haben; das beweisen u.a. obermiozäne Funde in der heutigen Rednitzfurche (Behrmann 1930; vgl. hierzu auch Dörrer 1966).

Durch zahlreiche obsequente Bachoberläufe extrem aufgelöst und zerlappt und teilweise in Halbzeugen- und Zeugenberge aufgegliedert, erhebt sich gegenwärtig der Steilabfall der Alb als repräsentative Landstufe aus den Fluß- und Flugsandgebieten des Albvorlandes[1].

Die Landschaft der Fränkischen Alb selbst besteht auf der Stufenfläche aus einer größtenteils ebenen, nur durch flache, pleistozän-periglaziale Dellen und sanft geböschte Trockentäler gegliederten Hochfläche, die an einigen Stellen von meist steil eingerissenen Erosionstälern des seichten und besonders des tiefen Karstes unterbrochen wird. In einigen Teilen der Frankenalb, besonders auch in der Kuppenalb der Mittleren Fränkischen Alb, überwiegt jedoch das hügelig-kuppige Element. Zu den zahlreichen kuppenförmigen bis riedelartigen Karstvollformen, die oftmals durch flache, hochgelegene Sättel miteinander verknüpft sind, gesellen sich in geringer Zahl steile, aktive Täler. In großer Zahl treten dagegen junge Trockentäler, breite trockene Talungen, Karstmulden, hufeisenförmig von Kuppen umstandene Karstsenken und dellenartige Eintiefungen auf. Daher besitzen die entsprechenden Abschnitte der Alb als ausgesprochene Eigenart eine große Vielfalt topographisch-morphologischer

---

1) Vgl. Morphologische Übersichtskarte (in der Beilage).

Phänomene.
Die Mittlere Fränkische Alb zeigt in bemerkenswert guter Ausprägung von Westen nach Osten diese Dreigliederung auf: Steilstufe, Flächenalb, Kuppenalb, wobei der Gesamtcharakter der Kuppenalb, trotz seiner bunten Mannigfaltigkeit, durch die strenge Gesetzlichkeit seiner karstmorphologischen Erscheinungen und durch die ästhetische Schönheit des Naturbildes besticht.
Einen genaueren Überblick über die topographischen und morphologischen Phänomene im Bereich der Mittleren Frankenalb vermitteln Karte 2 (Morphologische Übersichtskarte in der Beilage), Karte 3 (Kuppenlandschaft um Poppberg - Frechetsfeld Seite 126), Karte 4 (Kuppenlandschaft um Engelsberg Seite 131) und Karte 5 (Kuppenlandschaft um Reichertswinn Seite 135).

5. Das geologische Substrat

Die geologischen Voraussetzungen für die Bildung der Landformen der Mittleren Frankenalb sind recht komplexer Natur. Die teils gebankten, teils massigen, weiträumig dolomitisierten, bis 300 m mächtigen, oberjurassischen Gesteinspakete sind als Ganzes nach Osten bzw. Südosten gekippt worden, ohne daß es im Untersuchungsgebiet zur Ausbildung wesentlicher, landschaftsmodifizierender Störungslinien gekommen wäre[1]. Allerdings hat eine größere Anzahl von kleintektonischen, kryptogenen Verwerfungen, innerhalb der Gesamttektonik der Süddeutschen Großscholle, eine erhebliche lokale Gesteinszerrüttung mit sich gebracht. Das starre Dolomit- und Kalksubstrat des Malms konnte gegenüber endogenen Spannungen nur durch Bruch reagieren.

Der Abdachung entsprechend wird der Untergrund der Frankenalb im Westen von verkarstungsfähigen Karbonaten aus dem unteren Malm aufgebaut, während nach Osten die Glieder des oberen Malms immer mehr an Bedeutung gewinnen. Mitteljurassische Doggersedimente sind im Bereich der Mittleren Frankenalb lediglich an der Steilstufe und in wenigen tief eingegrabenen Tälern in der Nähe der Vorfluter, die eine stärkere erosive Kraft besitzen, aufgeschlossen.

1) Vgl. Tektonische Karte der Fränkischen Alb (v. Freyberg 1969).

Auch die teilweise verschwammten und dolomitisierten, meist geschichteten und gebankten Karbonate aus dem Malm α und Malm β sind in der Regel nur in den tieferen Tälern angeschnitten. Die Besiedlung des oberjurassischen Meeresbodens mit Schwämmen setzte bereits im unteren Malm ein. Schwammkalke und -Dolomite sind von da ab in allen Gliedern des Malms nachzuweisen; die Intensität der Verschwammung wird in den oberen Horizonten des weißen Juras meist wieder etwas geringer.
Die Karstkuppen der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb sind größtenteils im massigen, durch diagenetische Prozesse weitgehend fossilleer gewordenen Frankendolomit angelegt. Besonders aus dem Massendolomit des mittleren Malms bestehen im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes die gut ausgeprägten Karstvollformen. Der Begriff „Frankendolomit" ist eine Faziesbezeichnung, da die Dolomitisierung massiger Gesteine alle stratigraphischen Bereiche des Malms erfaßt hat. Der Diffusionstransport spezifischer Lösungen für die diagenetisch-metasomatischen Vorgänge der Dolomitisierung entfaltete im oberen Malm seine größte Intensität, d.h. die älteren Malmschichten wurden postsedimentär in den Dolomitisierungsprozeß einbezogen.
Der biogenetische Anteil am Gesamtkomplex der Schichten des oberen Juras ist insgesamt recht beachtenswert. Gelegentlich ist sogar der kuppelförmige Aufbau von Schwammriffen direkt zu beobachten. Die Einzelstrukturen der Schwämme sind durch diagenetische Umbildungen in den meisten Fällen nicht mehr identifizierbar; nur gelegentlich konnten sie ihre kennzeichnende Gestalt erhalten. In einigen Fällen wurden sie durch die Verwitterung herauspräpariert.
Die gebankten, massigen und dolomitisierten Schichten von Malm γ und Malm δ enthalten besonders viele Hornsteine und Kieselknollen, die teilweise eine beträchtliche Größe annehmen können. Durch Frosteinwirkung wurden zahlreiche dieser Horn- und Feuersteine in scharfkantige Splitter zerlegt. Wegen ihrer bemerkenswerten Resistenz gegen den Einfluß der chemischen Verwitterung bilden sie nach der Aufarbeitung und Beseitigung der sie bergenden karbonatischen Schichten

ein charakteristisches Element des residualen Anteils der Deckschichten der Frankenalb.
In den höheren Zonen des Malms gewinnt die geschichtete, dolomitisierte Fazies die Oberhand über die meist dolomitisierte Massenfazies der tieferen Schichtglieder. Stellenweise deuten petrographische und paläogeographische Erscheinungen auf fazielle Übergangszonen zwischen Schichtkalken und Riffdolomiten hin.
Teile der Frankenalb, besonders der Nördlichen und Südlichen Fränkischen Alb[1], sind mit sandigen, kretazischen Sedimenten überzogen, die stellenweise eine größere Mächtigkeit erreichen. Schröder (1971)[2] vertritt die Auffassung, daß der gesamte Albkörper in der Oberkreide von tonig-sandigen Sedimenten zugeschlämmt wurde. Besonders im nördlichen Teil der Fränkischen Alb bestand wegen einer geringen epirogenetischen Exposition zum Vorfluter eine intakte Plombierung der in der Unterkreide entstandenen Karstformen. Die Exhumierung dieser morphologischen Erscheinungsformen des Karstes ist nach Schröder ein Vorgang, der seit dem Oberpliozän landschaftsprägend wirksam wurde. (Vergl. hierzu auch Cramer 1928). Infolge der Hebung des Albkörpers ist die ehemalige Kreidebedeckung ostwärts zurückgewichen.
Nicht alle sandigen Ablagerungen auf der Hochfläche der Frankenalb sind allerdings kreidezeitlicher Natur. Eine totale Eindeckung der Malmschichten der Fränkischen Alb mit Kreidesanden ist schwer beweisbar; in dieser Arbeit wird sie nicht als Postulat verwendet. Birzer (1969) hält es für möglich, daß zirkonreiche Sande während der präriesischen, vorobermiozänen Erosionsphase auch auf fluviatilem Wege vom nördlichen Grundgebirgsrahmen der Frankenalb herantransportiert wurden. Aus dem dolomitischen Substrat selbst sind durch Verwitterung beachtenswerte Quarzmengen freigesetzt worden. Ein nicht unerheblicher Teil der quarzhaltigen Sedimente in den Deckschichten der Alb entstammt mit Sicherheit den wiederholt auftretenden

1) Vgl. Tillmann (1964)
2) Den entsprechenden Hinweis verdanke ich besonders den Zweitberichterstatter Herrn Prof. Dr. Tichy

Trockenperioden während des Tertiärs, die durch eine erhebliche Dynamik der Silifizierungsprozesse ausgezeichnet sind[1]. Auch die äolischen Decksande, die stellenweise eine flächenhafte Verbreitung besitzen, müssen hierbei berücksichtigt werden.
Die Oberfläche der Kalke und Dolomite des Malms weist eine sehr unterschiedlich tiefe, teilweise außerordentlich mächtige Zersatzzone auf. Wie bereits angedeutet, ist sie allenthalben von inhomogenen Deckschichten überzogen, deren Entstehung und Umformung schwer erfaßt werden können. Diese Verwitterungsrückstände, Böden und Sedimente werden deshalb häufig ganz allgemein als „Albüberdeckung" bezeichnet bzw. nach der vorherrschenden Korngröße in lehmige und tonige Albüberdeckung unterteilt. Sie setzen sich zusammen aus teilweise kretazischen, tertiären, diluvialen und rezenten, umgelagerten und vermengten bzw. in situ befindlichen Produkten. Unter den vielfach wechselnden, postjurassischen klimatischen Einflüssen ist es dabei in erheblichem Umfange zu mineralischen Neu- und Umbildungen gekommen.

6. Abgrenzung des engeren Untersuchungsgebietes

Wie die Morphologische Übersichtskarte[2] zeigt, wurde die Abgrenzung des engeren Arbeitsgebietes subjektiv nach topographisch-morphologischen Gesichtspunkten vorgenommen; es sollten dabei die wesentlichsten zusammengehörenden, teilweise syngenetischen, karstmorphologischen Erscheinungsformen mit ihrer sich gegenseitig bedingenden Lage in einem regional eng begrenzten Teil der Frankenalb zusammengefaßt werden.
Das Untersuchungsgebiet umschließt den Raum der Mittleren Frankenalb. Durch den Truppenübungsplatz Nainhof - Hohenfels[3] waren im mittleren Teil des Arbeitsgebietes nach Osten hin gewisse Grenzen für die Felduntersuchungen gezogen. In den weiteren Bereich der Gelände- und Sedimentbeobachtung und Klassifizierung sind die Gebiete der Flächen-

1) Vgl. Zeiss (1964)
2) Karte 2 (in der Beilage)
3) Top. Karte 1:50 000, 6736 Velburg

alb zwischen dem Albtrauf im Osten von Altdorf - Neumarkt[1] und dem Beginn der Kuppenalb im Gebiete von Gebertshofen - Trautmannshofen - Günching[1], die riedelförmigen, langgezogenen Karstrücken zwischen Hersbruck - Hartmannshof[2] und Thalheim - Fürnried[2], sowie die flacheren Geländeabschnitte im Übergang zur Südlichen Frankenalb südlich von Darshofen - Parsberg - Degerndorf[3] mit einbezogen worden. Das eigentliche Kerngebiet für die morphologischen und sedimentologischen Untersuchungen bildet die Kuppenalb der Mittleren Frankenalb in einem von Nordnordwesten nach Südsüdosten verlaufenden, durchschnittlich 9 bis 10 km breiten Band zwischen Thalheim - Fürnried[2] und Darshofen - Degerndorf[3]. Zur genaueren Erfassung der Landformen und der pedologisch-sedimentologischen Zusammenhänge sind in die Kuppenlandschaft um Poppberg - Frechetsfeld[4], in das Gebiet von Engelsberg[5] und in die Kuppenlandschaft um Reichertswinn[6] Beobachtungsschwerpunkte gelegt worden. Aus diesen Räumen stammt die Mehrzahl der gesammelten und untersuchten Oberflächen- und Bohrproben.

1) Top. Karte 1:50 000, 6734 Neumarkt
2) Top. Karte 1:50 000, 6534 Hersbruck
3) Top. Karte 1:50 000, 6936 Parsberg
4) Vgl. Karte 3, Seite 126
5) Vgl. Karte 4, Seite 131
6) Vgl. Karte 5, Seite 135

II. Die Methodik der Untersuchungen

1. Überblick über die Arbeitstechnik

Das Ziel der vorliegenden Untersuchung ist im Rahmen der Einführung in die Landschaftssituation in den Einzelheiten umrissen worden. Die spezifische Methodik wissenschaftlicher Forschung muß sich naturgemäß am vorgegebenen Forschungsgegenstand orientieren und sich ihm unterordnen. Zur Erreichung des Arbeitszieles ist hier folgender methodische Weg eingeschlagen worden:
Ein eingehendes Literaturstudium sollte den Zugang zur morphologischen, hydrologischen und geologischen Situation des Untersuchungsgebietes ebnen, sowie den Blick auf mitteleuropäische Nachbarlandschaften mit übereinstimmender oder vergleichbarer geomorphologischer Problematik weiten. Darüberhinaus kommt der Literaturbetrachtung die sehr wichtige Aufgabe zu, entferntere geographische Räume in vergleichende morphologische Überlegungen mit einzubeziehen, die einen ähnlichen Gesteinsaufbau besitzen, aber in anderen klimatischen Zonen liegen. Sie sind somit möglicherweise rezenten, direkt zugänglichen und beobachtbaren morphogenetischen Abläufen auf Kalk und Dolomit ausgesetzt, wie sie sich ehedem unter analogen klimatischen Voraussetzungen auch in der Fränkischen Alb abgespielt haben könnten. Dabei ist jedoch, wie auch Büdel (1971) betont, die Tatsache zu berücksichtigen, daß fossile und gegenwärtige morphogenetische Prozesse und Mechanismen nie absolut übereinstimmen, sondern allenfalls als ähnlich anzusehen sind.

Genaue vergleichende Kartenstudien verschiedensten Maßstabes sollten Hinweise auf regionale und großräumige Parallelisierungs- und Homologisierungsmöglichkeiten geben und die Voraussetzungen für systematische Geländearbeiten schaffen.
Die Untersuchungen im Arbeitsgebiet selbst umfaßten zunächst ausgedehnte Geländebegehungen zu allen Jahreszeiten. Dabei wurden nicht nur die morphologischen Erscheinungsformen,

sondern auch die Böden und Sedimente der Albüberdeckung untersucht und verglichen.
Die Oberflächenproben, sowie die Boden- und Sedimentproben, die bei Bohrungen und Profilgrabungen den Deckschichten entnommen wurden, sind bereits im geländefeuchten Zustand an Ort und Stelle nach pedologischen und sedimentologischen Kriterien durchgemustert worden. Damit konnten endemische, klimatische und edaphisch-biologische Einflüsse, sowie die Bedingungen des Reliefs, der Exposition, der Wasserkapazität etc, für die Entwicklung des Bodens voll berücksichtigt werden. Darüberhinaus wurde von einer repräsentativen Auswahl der Bodenproben, die ganz bestimmte kennzeichnende Eigenschaften hinsichtlich ihrer Korngrößenzusammensetzung, Farbe, Lagerung etc. besaßen, eine analytische, physikalisch-chemische Untersuchung im Laboratorium durchgeführt.

Die aus den landschaftlichen Gegebenheiten abgeleiteten Anschauungen über die Morphogenese der verschiedenen Landschaftseinheiten des Untersuchungsgebietes und die Bildungsmechanismen der sie bedeckenden Böden und Sedimente konnten somit durch ins kleinste gehende Bodenuntersuchungen bei der Geländearbeit und umfangreiche Analysen im Laboratorium kritisch überprüft werden.

2. Behandlung analoger und homologer Themenkreise in der Literatur

Geländeerfahrung und Literaturkenntnis sind einander ergänzende Voraussetzungen für die Erfassung der landschaftsgenetischen Faktoren und für die Ermittlung ihrer quantitativen und qualitativen Einflüsse auf die Gesamtheit der naturräumlichen Erscheinungsformen. Mit dem Karstgebiet der Fränkischen Alb befaßt sich in morphologischer, geologischer und z.T. auch morphogenetischer Hinsicht eine Reihe von pragmatischen Arbeiten. Cramer (1928) führte, auf umfangreichen Beobachtungsergebnissen fußend, eine morphogenetische Gesamtbetrachtung des Gebietes der Fränkischen Alb durch. Für den Raum des Nordzuges der Frankenalb nördlich der Pegnitz erschienen regionale Bearbeitungen von Spöcker

(1924, 1952), Goetze (1952), Höhl (1963) u.a. Im Gebiet der Südlichen Fränkischen Alb haben Birzer (1939, 1969), Andres (1951), Schnitzer (1953, 1956) u.a. geomorphologische Untersuchungen z.T. auf der Basis geologischer Kartenaufnahmen durchgeführt. Die vorliegende Arbeit soll sich nunmehr mit dem bislang noch keiner systematischen morphologischen und morphogenetischen Betrachtung unterzogenen Gebiet der Mittleren Frankenalb, besonders der Kuppenalb, beschäftigen.

Für viele punktuelle Beurteilungen bei dem Versuch der Erklärung des Landschaftsaufbaus und der Landschaftsformung sind Vergleiche mit Untersuchungen in anderen geographischen Räumen wertvoll. Das ist insbesondere dann der Fall, wenn ihnen bei aller Flexibilität in den Verfahrensweisen eine gewisse Konformität in der Methode zukommt. In dieser Hinsicht liegen wesentliche Vorarbeiten aus anderen Gebieten von Bakker (1954, 1963), Bakker und Müller (1957), Höhl (1958, 1959, 1963), Jungerius (1958), Levelt (1965), Dörrer (1966, 1971), Porrenga (1967) u.a. vor.

Auch über die mit der Frankenalb in vieler Beziehung vergleichbaren und teilweise homologisierbaren Karstlandschaften der Schwäbischen Alb sind sachbezogene Untersuchungsergebnisse veröffentlicht worden von Büdel (1951, 1957), Huttenlocher (1962 a), Dongus (1962 a u. b, 1963 a u. b, 1972), W. Heller (1957) u.a.

Untersuchungen über Dynamik und Ergebnis von Verwitterungsmodalitäten und Landformungsmechanismen in Karstgebieten anderer Klimazonen wurden von H. Lehmann (1936, 1954, 1955, 1970), Kosack (1952), v.Wissmann (1954), Kayser (1955), G. Rathjens (1957), Gerstenhauer (1960, 1966, 1969), Jennings und Sweeting (1963), Pfeffer (1969), Blume (1970) u.a. durchgeführt. Dabei sind die jeweiligen meteorologischen und petrographisch-lithologischen Phänomene mit ihren sich wechselseitig bedingenden Ursachen und Wirkungen eingehend erörtert worden. Diese Erfahrungen und Ergebnisse aus anderen klimatischen Bereichen stellen für die Gesamtbetrachtung des aktuellen Formenschatzes der Mittleren Frankenalb und seiner etappenweisen Evolution in der jüngeren Erdgeschichte

wichtige Grundlagen dar.
Zur Schaffung der Voraussetzungen für ein begriffliches und methodisches Verständnis des Gesamtkomplexes des vorliegenden Themas besitzen ferner Untersuchungen über Verwitterungsvorgänge auf unterschiedlichen Substraten einen hohen informativen Wert. Jessen (1938), Bakker (1957, 1963, 1967), Büdel (1957a,1958, 1970), Wilhelmy (1958), Bremer (1965) u.a. haben dazu wesentliche Beiträge veröffentlicht.

Zusammen mit allgemeinen und speziellen Bearbeitungen über die Phänomene der Bodenart und des Bodentyps wie z.B. bei Fabry (1940), Schnitzer (1953, 1963), Bakker und Müller (1957), Scheffer-Schachtschabel (1960) liegt eine Reihe sehr differenzierter Untersuchungsergebnisse vor. Trotzdem konnte und sollte bei der Zusammenstellung dieses kurzen Überblicks über den Stand der Literatur nur eine kleine, aber repräsentative Auswahl von Arbeiten herangezogen werden, die einen richtungsweisenden Sachbezug zur vorliegenden Thematik besitzen. Weitere einschlägige Untersuchungen sind dem Literaturverzeichnis zu entnehmen.

3. Kartenstudien als Grundlage der Felduntersuchungen

Im Hinblick auf die besondere Methodik der Feld- und Laboruntersuchungen, die das Rückgrat dieser Arbeit bilden, bedurfte es sehr genauer Kartenstudien vor und während der Geländearbeit, um neben dem großregionalen Vergleich von Landschaftseinheiten einen gezielten und möglichst effektiven Einsatz bei den durchzuführenden Bohrungen zu gewährleisten. Zur Aufnahme topographischer Einzelheiten wurden vorwiegend die Blätter der Topographischen Karte von Bayern im Maßstab 1:25 000 verwendet. Um einen umfassenderen Überblick über den Raum der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb zu erlangen, ist eine Umzeichnung in den Maßstab 1:50 000 durchgeführt worden[1]. Für besondere Arbeitsschwerpunkte wurden ferner einige Detailkarten im Maßstab 1:25 000 erstellt, die eine genaue Zuordnung gewisser Arbeitsergebnisse zur topographisch-morphologischen Situation des Geländes

1) Vgl. Morphologische Übersichtskarte der Mittleren Frankenalb (im Anhang).

ermöglichen[1]. Durch Profilzeichnungen und Diagramme von Bohrergebnissen konnten vor dem Hintergrund der geologischen Beschaffenheit Arbeitshypothesen über zusammengehörende regionale Landschafts- und Sedimentstrukturen aufgestellt werden, die die Geländearbeit sehr erleichterten. Sie haben dazu beigetragen, die Fülle der Erscheinungen in überschaubare Kategorien einzuordnen[2].

4. Methodik der Geländearbeit

Das Kennenlernen des landschaftlich sehr differenzierten Untersuchungsgebietes verfolgte primär das Ziel, die regionalen morphologischen Großformen in ein kausales Verhältnis zueinander und zur geologischen Situation zu bringen. Durch die Herausarbeitung zusammengehörender naturräumlicher Landschaftseinheiten mit ihren spezifischen Erscheinungen der Karstmorphologie erlaubte es die Arbeit im Gelände, die Zusammensetzung und regionale Differenzierung der vielschichtigen, genetisch wie chronologisch schwer faßbaren Albüberdeckung einer ordnenden Typisierung zu unterwerfen. Dabei wurden planmäßig Oberflächenproben entnommen und systematisch in Vergleich gesetzt[3]. Schließlich konnten bei der Geländebegehung und der Landschaftserkundung jene Areale gesucht und nach dem Ausschlußverfahren isoliert werden, in denen Einzelbohrungen oder Bohrserien einen für eine bestimmte Landschaftssituation repräsentativen Charakter besaßen[4]. Das sehr aufwendige Niederbringen und Auswerten von Bohrungen, die mehrere Meter der Deckschichten über den Kalken und Dolomiten des Untersuchungsgebietes erfaßten, konnte so in rationellen Grenzen gehalten werden. Der Versuchung einer vorschnellen Verallgemeinerung untypischer Einzelerscheinungen begegnete eine mehrjährige umfangreiche Geländeerfahrung im Verlaufe aller Jahreszeiten, die dieser Arbeit als Grundlage diente.

---

1) Vgl. Karte 3, Karte 4 und Karte 5
2) Vgl. Abbildung 1 bis Abbildung 5
3) Vgl. Eintragungen in Karte 3, Karte 4 und Karte 5
4) Vgl. Bohrgruppen und Bohrserien in der Morphologischen Übersichtskarte.

Wegen der Fossil- und Schotterarmut der tonigen, lehmigen und sandigen Decksedimente der Alb wurde in der vorliegenden Arbeit der Versuch unternommen, die Methode der qualitativen und quantitativen sedimentologischen Untersuchung von Verwitterungsrückständen und Umlagerungsprodukten zur zeitlichen Fixierung und morphogenetischen Deutung wesentlicher Phänomene aus der Morphologie der Karstlandschaft der Mittleren Frankenalb heranzuziehen. Die Methode, morphogenetische Fragen auf der Basis sedimentpetrographischer Untersuchungen zu beantworten, erschien gerade unter den gegebenen Umständen sinnvoll und besonders erfolgversprechend. Die erdgeschichtlichen landschaftsformenden Ergebnisse der Kalk- und Dolomitauflösung sowie der denudativen und erosiven Abtragung spiegeln sich in den zu ihnen in wechselseitiger Bedingtheit stehenden Ablagerungen wieder.
Schon an Ort und Stelle konnte neben den räumlichen und kleinklimatischen Erscheinungen eine Reihe kennzeichnender Eigenschaften der Böden, wie ungefährer Sortierungsgrad und Tonanteil, Humusbeimengungen, ungefährer Azidităts- bzw. Alkalitätsgrad, Karbonatkonzentration, Kiesel-, Bohnerz- und Eisenkonkretionsvorkommen, Roterden- und Rotlehmanteil, Grus bzw. Zersatz usw. ermittelt werden. Die Beschreibung der Eigenfarbe des Sedimentes und des Bodens wurde jeweils im naturfeuchten Zustande mit international äquivalenten Farbbestimmungskriterien der „Munsell-Soil-Color-Charts", Edition 1954, vorgenommen.

Die unter dem Gesichtspunkt der Erfassung eines repräsentativen Querschnitts der Böden und Sedimente des Untersuchungsgebietes gesammelten Oberflächenproben sind auf ihre Textur hin nach dem Trocknen makroskopisch und zur Ermittlung der Oberflächenbeschaffenheit von Milchquarzkörnern sowie zur Erfassung der feineren Kornbestandteile mit der Lupe untersucht worden. Somit konnten aus vielen punktuellen Teilbeurteilungen der Zusammensetzung der oberflächlichen Albüberdeckung für den Gesamtzusammenhang wichtige Schlüsse über Herkunft, Verwitterung, Transport und Ablagerung gezogen und wesentliche Erfahrungen über Struktur und Aussehen der vorkommenden Sedimenttypen gewonnen werden.

Um aber eine möglichst genaue und detaillierte Aussage über das chemische, mechanische und chronologische Zustandekommen des Gesamtsediments zu erhalten, das dem teilweise tiefgründig verwitterten Muttergestein aufliegt, wurden mit dem Handbohrer insgesamt 170 Einzelbohrungen ausgeführt. Sie erreichten fast immer über 2 m, sehr häufig über 3 m und in besonders günstig gelagerten Fällen über 4 und 5 m Tiefe. Die Bohrungen wurden in aufeinanderfolgenden Abschnitten von jeweils 6 - 8 cm ausgeführt. Durch sorgfältiges Arbeiten mußte dabei verhindert werden, daß beim Bohrvorgang Vermengungen und Verunreinigungen mit Sedimentmaterial aus höheren Schichten durch Verschmierung im Bohrgang eintraten. Deshalb wurden jeweils nur kleine, unvermengte Teile des Bohrmaterials für die Untersuchungen im Gelände und im Labor verwendet.

Bei der Mehrzahl der Bohrungen ist der Zersatz des anstehenden Muttergesteins erreicht worden. Vereinzelt aber besitzen die tonigen und lehmigen Deckschichten des Untersuchungsgebietes eine etwas größere Mächtigkeit. In tonreichen Ablagerungen war dann in der Regel das Weiterbohren bis in größere Tiefen aus mechanischen Gründen nicht mehr möglich, da sich der Handbohrer im zähplastischen Sediment festdrehte. Mit besonderer Gründlichkeit wurden auch bereits vorhandenen Aufschlüssen Profilgrabungen durchgeführt, um Einblick in den Gesamtaufbau des Sedimentes über dem anstehenden Grundfels, die jeweilige Bodenart und den Bodentyp zu erhalten.

Während des Niederbringens der Bohrungen sind in Abständen von oft wenigen Zentimetern, immer aber bei einem makroskopisch sichtbaren Wechsel der Farbe oder der Textur der örtlichen Verwitterungs- bzw. Akkumulationsprodukte, dem Bohrkern Bodenproben entnommen und nach den aufgeführten Kriterien genau untersucht und charakterisiert worden. Insgesamt wurden so über 2000 Bodenproben erfaßt und genau beschrieben.

5. Methodik der Laboruntersuchungen von Boden- und Sedimentproben

Unter Einbeziehung aller Beobachtungsergebnisse der naturräumlichen Gegebenheiten und der Befunde aus den Bodenuntersuchungen im geländefrischen Zustand können durch die Interpretation von Laboruntersuchungen weitere wesentliche Erkenntnisse über die Mechanik der Sedimentation sowie die Dynamik der Bodenbildung gewonnen werden. Die quantitativen und qualitativen Bodenanalysen wurden mit wenigen Ausnahmen im Physisch-Geographischen Laboratorium der Universität Amsterdam durchgeführt. Drei tonmineralogische Untersuchungen von Gesteinsproben erfolgten im Laboratorium für Sedimentforschung der Universität Heidelberg. Aus einer außerordentlich umfangreichen Materialsammlung kam nur eine relativ enge, dafür aber repräsentative Auswahl von Bodenproben und Proben aus Bohrprofilen zur Analyse, die nach eingehenden Voruntersuchungen und kritischen Vergleichen als besonders charakteristisch für die entsprechende Geländesituation erkannt wurde. Detaillierte Analysen sind dabei von der granulometrischen Zusammensetzung des Sediments bei 203 Proben, dem pH-Wert bei 184, der Humuskonzentration bei 182, dem Karbonatgehalt bei 145, den Tonmineralien bei 132 und den Schwermineralien bei 33 Proben ausgeführt worden.

Der Anteil an grobklastischem Material in Form von Körnern, Feinkies, Grobkies und Blöcken in einer Bodenprobe kann unschwer makroskopisch bei der Untersuchung in bodenfeuchtem Zustand während der Geländearbeit, oder beim Vergleich der Proben im lufttrockenen Zustande ermittelt werden. Deshalb werden diese psephitischen[1] Bestandteile vor der Korngrößenanalyse eliminiert. Zur granulometrischen Analyse wird somit lediglich das mit bloßem Auge nur mehr unzureichend erfaßbare Feinmaterial der psammitischen[2] und pelitischen[3] Fraktionen unter 2 mm Korndurchmesser herangezogen.

---

1) Psephite: Grobe Bodenbestandteile über 2 mm Korndurchmesser.
2) Psammite: Sandige Bodenbestandteile von 2 bis 0,02 mm Korndurchmesser.
3) Pelite: Staubfeine Bodenbestandteile unter 0,02 mm Korndurchmesser.

Das Verfahren zur Ermittlung der Korngrößenverteilung isoliert aus der Gesamtzusammensetzung des Bodens unterhalb 1700 Mikron Korndurchmesser[1] insgesamt 16 Unterfraktionen, deren jeweiliger prozentualer Anteil an der Gesamtfraktion festgestellt wird[2]. Ein zusammenfassender Überblick und eine leichte Vergleichsmöglichkeit ergeben sich, wenn die 16 Fraktionsanteile sedimentologisch besonders interessanter und morphologisch wichtiger Bodenproben im Schaubild dargestellt werden. Zu diesem Zweck wurden bei einer Auswahl von Proben die Analysenergebnisse in graphische Darstellungen umgesetzt und jeweils als Summationskurven und in Säulendiagrammen gezeichnet[3]. Aus den Histogrammen der granulometrischen Analysen sind bedeutsame Rückschlüsse auf das ehemals transportierende Medium des Sedimentes zu ziehen.

Zuweilen reicht aber die vorgenommene Einteilung nicht zur Beschreibung des kennzeichnenden Gesamttypus der Verwitterungs- und Umlagerungsprodukte aus. Das ist insbesondere dann der Fall, wenn es sich um Bodenproben pleistozäner, solifluidaler Entstehungsart oder vergleichbarer Bildungsmechanismen handelt. In diesen Fällen sind auch die gröberen Bestandteile des Sediments von Wichtigkeit, und es erscheint angebracht, eine mehr zusammenfassende Einteilung der Korngrößen des Bodens unter besonderer Berücksichtigung des groben Materials vorzunehmen. Dabei wurden folgende, von Bakker und Müller (1957, Seite 365) vorgeschlagene Fraktionseinheiten berücksichtigt und zur Sedimentbeschreibung herangezogen:

Ton:	Kleiner als 2 Mikron Korndurchmesser
Feiner Mehlsand:	2 - 16 Mikron Korndurchmesser
Grober Mehlsand:	16 - 50 Mikron Korndurchmesser
Feinsand:	50 - 200 Mikron Korndurchmesser

1) 1 Mikron = $1\mu = 10^{-6}$ m
2) Zur Größenordnung der Einzelfraktionen vgl. z.B. Tab. 1
3) Vgl. die Figuren 1 bis 8.

Mittelkörniger Sand:	200 - 500 Mikron Korndurchmesser
Grobsand:	500 - 1000 Mikron Korndurchmesser
Sehr grober Sand:	1000 - 2000 Mikron Korndurchmesser
Körner:	2 - 4 mm Korndurchmesser
Feinkies:	4 - 20 mm Korndurchmesser
Grobkies:	2 - 20 cm Korndurchmesser
Blöcke:	über 20 cm Korndurchmesser

Absolut reine Tone kommen im Untersuchungsgebiet überhaupt nicht vor. Nach dem prozentualen Anteil der Fraktion mit einem Korndurchmesser kleiner als 2 Mikron an dem für die Korngrößenanalyse erfaßten Material lassen sich folgende Tonsedimenttypen unterscheiden:

Sehr schwerer Ton:	80 - 60 % kleiner als 2 Mikron
Schwerer Ton:	60 - 40 % kleiner als 2 Mikron
Ton:	40 - 25 % kleiner als 2 Mikron
Sandiger Ton:	25 - 15 % kleiner als 2 Mikron
Toniger Sand:	15 - 8 % kleiner als 2 Mikron
Sand:	8 - 0 % kleiner als 2 Mikron

Von erheblicher Bedeutung für die Interpretation der Sedimentationsmechanismen im Gelände der Mittleren Frankenalb, insbesondere auch für die Umformung und Weiterbildung der landschaftlichen Einzelerscheinungen, sind die Fraktionen des Tons im Verband mit feinen, mittelkörnigen und groben Sanden. Sie geben Hinweise auf fluviatile gravimetrische Sedimentdifferenzierungen. Die Fraktionen des Mehlsandes von 8 - 50 Mikron und des feinen und mittelkörnigen Sandes von 50 - 500 Mikron Korndurchmesser können unter gewissen Voraussetzungen äolischen Ursprungs sein. Außergewöhnlich hohe Tonkonzentrationen in enger regionaler Begrenzung weisen auf weitgehend stagnierendes Oberflächenwasser in Sumpfzonen hin, während relativ hohe Anteile an allen

Fraktionen im Zusammenhang mit besonderen Lagerungsverhältnissen des Sediments für ein Kolluvium kennzeichnend sind.
Weitere wesentliche Kriterien und bedeutsame Hilfskomponenten für die genetische und chronologische Interpretation von Sedimentproben stellen die Bestimmungen des Alkalitäts- bzw. des Aziditätsgrades dar. Auch die Ermittlung der Humuskonzentration und die Erfassung des Karbonatanteils in den Bodenproben, sowie die Bestimmung des Mengenverhältnisses zwischen Kalzium- und Magnesiumionen im Zersatz des dolomitischen Muttergesteins gestatten sachbezogene Aussagen zur Natur der Albüberdeckung.

Neben die Untersuchungen der Bodenproben im Gelände und die detaillierten Analysen zur Korngrößenzusammensetzung tritt in komplementärer Betrachtung die Ermittlung des mineralogischen Aufbaus bestimmter Fraktionen des Sediments. Nach der Isolierung der Fraktion mit einem Korndurchmesser unter 1 Mikron kann der prozentuale Anteil der in ihr enthaltenen Tonmineralien bestimmt werden. An der Blatt- und Schichtgitterstruktur der Tonmineralien werden Röntgenstrahlen gebeugt. Die Intensität der Beugung ist eine Funktion des inneren Gefüges der Kristalle des jeweiligen Tonminerals und die Identifikation der Tonminerale erfolgt durch Vergleich mit Standardmischungen repräsentativer Reinproben.

Nach diesem Verfahren wurden bei ausgewählten Bodenproben folgende Kristalle der Tonfraktion quantitativ erfaßt:

1. Die Gruppe der montmorillonitischen Tonmineralien (18 Å Mineralien)[1] (Smektitgruppe)
2. Die Gruppe der Chloritmineralien (14 Å Mineralien)
3. Die Illitgruppe (Micagruppe) (10 Å Mineralien)
4. Die Kaolinitgruppe (Kanditgruppe) (7,15 Å Mineralien)

---

1) Die Netzebenenabstände der Tonmineralien sind angegeben; 1 Å (Ångström) = 10^{-10} m.

Außerdem können durch Röntgenanalyse die Anteile von Quarz, Haematit, Goethit usw. in der Tonfraktion ermittelt werden.

Die Kenntnis der Tonzusammensetzung von Bodenproben und Proben des Muttergesteins ist von ausschlaggebender Bedeutung für die Rekonstruktion der meteorologischen Gegebenheiten bei der Bildung der Verwitterungsprodukte.

Eine weitere Verfeinerung der Aussage über die erdgeschichtliche Phase sowie die mechanische und chemische Bildungsweise feinkörniger Sedimente der Albüberdeckung gelingt durch Isolierung und Auszählung der Schwermineralien aus den Fraktionen des Mehl-, Fein- und mittelkörnigen Sandes. Hierbei können eindeutige Rückschlüsse auf Entstehungsweise und Herkunft dieser Sedimente gezogen und möglicherweise äolische Akkumulationsprodukte in Form von Löß und Flugsand innerhalb der Deckschichten der Alb nachgewiesen werden.

Nach dem Einbetten des Präparates zählt man, wenn das möglich ist, jeweils 100 Mineralien aus und identifiziert sie. Die Schwermineralien Zirkon, Turmalin, Rutil, Anatas usw. sind als „Durchläufer" in den Sedimenten der Mittleren Frankenalb anzusehen; sie kommen in allen Proben in relativ hohen Prozentsätzen vor.

Von besonderem Interesse sind die Mineralien Monazit und Granat. Sie treten in äolischen Sedimenten benachbarter Landschaften[1)] gleichfalls in bemerkenswertem Umfange auf. Somit eröffnet sich die Möglichkeit eines überregionalen Vergleichs. Bei äolischen Ablagerungen kann das sehr wichtig werden. Die Mineralien der Epidotgruppe mit Epidot und Pistazit sind als „Leitmineralien" äolischer Sedimente anzusehen. Diesen potentiellen „Lößzeigern" wurde ebenfalls große Beachtung geschenkt. Die Mineralien der Augitgruppe sind Zeugen ehemaliger vulkanischer eruptiver Prozesse und somit möglicherweise als chronologische Richtmarken von Bedeutung.

Diese kurzen Hinweise zur Methode der Laboruntersuchung von Bodenproben können und sollen nur das grundsätzliche Ver-

---

1) Vgl. u.a. Höhl (1958), Dörrer (1966).

fahren umreißen. Eingehende Beschreibungen der Arbeitstechnik, der Maschinen und Geräte, die zur Ermittlung der Analysenergebnisse geführt haben, sind u.a. in den einschlägigen Veröffentlichungen des Physisch-Geographischen Laboratoriums der Universität Amsterdam angegeben.

Bei aller Vielfalt der Bodenuntersuchungen im feuchten und lufttrockenen Zustande, des Einsatzes von relativ aufwendigen Analysenverfahren und der Variabilität der Methode der Forschungen im Gelände standen die Technik und Methodik der Arbeit doch immer unter dem Gesichtspunkt der Zielkonformität. Der gewählten Methode kam somit die Aufgabe zu, möglichst objektive, weitgestreute und voneinander unabhängige Ergebnisse zu liefern.
Die Zusammenschau sämtlicher Einzelergebnisse der Labor- und Felduntersuchungen konnte schließlich die konkrete Grundlage bilden für die Erfassung der Gesamtheit der naturräumlichen Gegebenheiten der Mittleren Fränkischen Alb.

III. Die naturräumlichen Erscheinungsformen

1. Das Phänomen der Vollformen

Wie der Morphologischen Übersichtskarte, sowie den Karten 3, 4 und 5 entnommen werden kann, ist die charakteristische Leitform des zentralen Bereichs der Mittleren Frankenalb zwischen Thalheim - Fürnried im Norden und Darshofen - Degerndorf im Süden die in großer Häufigkeit und erstaunlicher Regelmäßigkeit auftretende Karstkuppe[1]. Sie prägt die Gesamterscheinung des Karstgebietes derart, daß sich die Landschaftsbezeichnung Kuppenalb als wissenschaftlicher Terminus eingebürgert hat.
Die kuppige Gesamtkomposition dieses Raumes unterscheidet sich sehr deutlich von den eher riedelartigen Vollformen im nördlich davon gelegenen Gebiet zwischen den Räumen Thalheim - Fürnried[2] und Hersbruck - Hartmannshof[3]. Südlich von Darshofen - Degerndorf[4] nimmt die Kuppenlandschaft allmählich eine mehr flachwelligere Oberfläche mit recht geringer Reliefenergie an und geht in die größeren Ebenheiten der Südlichen Frankenalb über.

Im Anschluß an die präquartär angelegte Steilstufe der Fränkischen Alb folgt nach Osten zunächst eine relativ einförmige, nur mit leichten Bodenwellen und sanftgeböschten Dellen ausgestattete Landschaft, die Flächenalb. Ganz allmählich steigen dann aus diesen Verebnungen mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Erhebungen auf, bis sich in einem weitgehend fließenden Übergang die eigentliche Kuppenalb anschließt. Sie besitzt zwar wesentlich größere Höhenunterschiede und eine ausgeprägtere Reliefenergie als die Flächenalb, stellt aber insgesamt doch ein verhältnismäßig weichgeformtes Bergland dar.

Die diesen Teil der Mittleren Fränkischen Alb kennzeichnen-

---

1) Vgl. Thorn (1959)
2) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld
3) Top. Karte 1:25 000, 6434 Hersbruck und Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld
4) Top. Karte 1:25 000, 6836 Parsberg.

den kuppel- bis kegelförmigen Vollformen sind fossile, mehrfach modifizierte Zeugen einer Abfolge verschiedener Landoberflächen in einer stark der Verkarstung anheim gefallenen Kalk- und Dolomitlandschaft; sie wären bei intensiver oberirdischer Entwässerung unter den gegenwärtig dominierenden klimamorphologischen Bedingungen in dieser Form nicht erhaltungsfähig. Ihre relative Höhe ist gewissen Schwankungen unterworfen. Zuweilen treten nur verhältnismäßig flache Karstkuppen auf; oft erreichen aber die „Knocks" eine relative Höhe von 50 m bis 70 m bei einer absoluten Höhe von ungefähr 550 m bis 650 m über NN. Der Durchmesser am Kuppenfuße schwankt zumeist zwischen 200 m und 500 m.

Besonders charakteristisch für die Anordnung der Vollformen ist ihre oft zeilen- bis girlandenförmige Aufreihung. In mehreren Fällen schließen solche Kuppengirlanden bei oval- bis hufeisenförmiger Ausrichtung kesselförmige, sanft eingemuldete Senken des Karstes ein. Diese Senken liegen heute absolut trocken, werden bei Gewitterregen und der Schneeschmelze über zentrale Dolinensysteme entwässert und besitzen einen engen, fluviatil nicht mehr aktiven Ausgang nach Süden oder Südwesten.

Die Karstkuppen sind fast durchwegs mit einem oft recht jungen Laubmischwald bewachsen. Teilweise wird auf Verebnungen und den Einsattelungen zwischen den Kuppen heute noch Landwirtschaft betrieben. Nur wenige Knocks weisen einen extremen Trockenrasen mit vereinzeltem Wacholdergebüsch und starkem Einschlag der Pflanzen der Steppenheideflora auf.

In vielen Fällen erscheinen die Karstknocks morphologisch als gut ausgebildete kegelförmige Kuppen. Zuweilen aber sind sie stark zerlappt und unregelmäßig ausgebuchtet bzw. weitgehend abgetragen. Bei ihrer Entstehung ist zweifellos das Phänomen der Herauspräparierung von teilweise biogenen „Härtlingen" homogener dolomitischer Natur nicht von der Hand zu weisen. Huttenlocher (1962 b) deutet deshalb die homologen Karstvollformen der Schwäbischen Alb als teilweise faziesgebundene, d.h. von Massenkalken abhängige

Lösungsformen, bzw. als Härtlinge, die durch zeitweilige fluviatile Ausräumung freigelegt worden sind (1962 a).

Die teils regelmäßige, teils vielgestaltige Form und die Tatsache, daß an ihrem Fuße in vielen Fällen keinerlei stratigraphischer Wechsel eintritt, lassen es notwendig erscheinen, die morphogenetischen Prozesse seit ihrer Anlage nicht nur als Funktion lithologischer Gegebenheiten, sondern auch als solche der klimatologischen Einflüsse zu betrachten. Es müssen somit die Verwitterungs- und Abtragungsmodalitäten während der Zeit ihrer Entstehung, Weiterbildung, Umformung und teilweisen Zerstörung genauer untersucht werden. Dies ist umso notwendiger, als auch geschichtete Kalke als Kuppenbildner auftreten können, wie das einige Vollformen im Osten des Poppbergs[1] unter Beweis stellen. Winter (1964) beschreibt die entsprechende topographische Situation wie folgt: „In seiner Gestalt unterscheidet sich der durchwegs bewaldete Bergzug nicht von den annähernd gleich hohen Dolomitkuppen der Umgebung". Auch Cramer (1928) stellt eindeutig fest, daß in der Frankenalb die Kuppen gleichwohl im Frankendolomit, Schwammkalk und Werkkalk angelegt sein können.

Ähnliche Gegebenheiten sind u.a. aus der Kuppenalb der Schwäbischen Alb bekannt. Büdel (1951) weist darauf hin, daß die Kuppen nicht immer mit dem geologischen Umriß der Riffe übereinstimmen, und oftmals die Hohlformen zwischen den Karstkuppen petrographisch vollkommen den Vollformen gleichen. In der Karstregion am Nordrand der Causses in Südfrankreich sind die Karstkuppen nach Dörrer (1971) ebenfalls nicht an eine bestimmte Gesteinsausbildung gebunden. Goetze (1952) hat im Bereich eines Teiles der Kuppenalb der Nördlichen Frankenalb u.a. Vollformen beschrieben, deren Schwammbänke senkrecht abgeschnitten sind. Die Abtragung hat, wie er betont, über die Faziesgrenze hinweg auf den Massenkalk übergegriffen.
Da diese Befunde auch in der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb Analogien besitzen, sollen die Karstknocks in

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld

dieser Arbeit besonders als eine spezifisch klimamorphologische Karsterscheinung betrachtet und einer entsprechenden Untersuchung unterworfen werden. Die Vielfalt der Kuppenformen ist neben lithologischen Differenzierungen besonders eine Folge ihres hohen Alters und damit das Ergebnis mehrerer Reliefgenerationen. Auch rezente tropische Karstkuppen weisen erhebliche Unterschiede in ihren äußeren Erscheinungsformen auf[1]; selbst im tropischen Kegelkarst von Mexiko existieren nach Gerstenhauer (1960) nirgends Kegelformen im geometrischen Sinne. Darüber hinaus ist ganz allgemein die Kuppenbildung eine räumlich sehr beschränkte Sonderform der tropischen Karstentwicklung (Blume 1970).

Bei einer größeren Reihe von Karstknocks, insbesondere bei vielen gut ausgebildeten Exemplaren, zeigt sich eine auffallende Asymmetrie in der Hangformung. Die nord- und besonders ostexponierten Hänge sind häufig wesentlich steiler entwickelt als die süd- und westexponierten Böschungen. Diese Tatsache ist aus dem Isohypsenverlauf besonders in der Karte 5, der Kuppenlandschaft um Reichertswinn, ersichtlich. Analoge Formen sind auch aus anderen einheimischen Karstgebieten beschrieben worden, wie beispielsweise aus der Schwäbischen Alb, die vergleichbare geologische Voraussetzungen und morphogenetische Abfolgen aufweist[2].

In absonniger Lage werden Böschungswinkel von 35° und mehr erreicht. Selbst senkrecht abfallende Wände sind in Nord- und Nordostexposition zu beobachten. Abweichungen von dieser Generallinie der Asymmetrie der Kuppen treten insbesondere dort auf, wo die Karstkuppen an ein rezentes, dauernd durchflossenes Tal grenzen. Auch im geomorphologisch recht wirksamen Bereich der Quellerosion oder in steil eingerissenen Trockentälern, die erst in verhältnismäßig junger Zeit geomorphologisch fossilisiert wurden, sind Abweichungen vom Regelfall anzutreffen.

---

1) Vgl. Pfeffer (1969)
2) Vgl. Luttenlocher (1962 a).

Mit Ausnahme dieser besonders gelagerten orographischen Erscheinungen sind die nach Westen und Süden orientierten Hänge in der Regel die wesentlich flacheren. In Übereinstimmung mit diesen Befunden zeigt sich bei allen Bohrungen, die in südlicher oder westlicher Exposition an den Knocks ausgeführt wurden, daß die Hänge, Böschungen und Fußzonen allgemein auch ein wesentlich mächtigeres Bodenprofil über dem in Verwitterung und Zersatz befindlichen anstehenden Grundfels entwickelt haben. Bohrungen, die an den nach Osten und Norden gerichteten Fußzonen der Kuppen angesetzt worden sind, zeigen dagegen durchwegs nur einen flachgründigen, dunklen Humuskarbonatboden als Rendzinadecke auf. Die Bohrungen an den besonnten west- und südexponierten Kuppenhängen ergeben neben dem in situ befindlichen Zersatz, dem teilweise umgelagerten Grus und dem humusreichen jungen Oberboden in vielen Fällen mehrere Zehner von Zentimetern mächtige Schichten aus weitgehend einheitlichen, ursprünglich äolisch verfrachteten, sehr gut sortierten Mehl- bzw. Feinsanden. Diese homogenen feinkörnigen Sande liegen in weitgehend karbonatfreiem, d.h. teilweise entkalktem Zustand vor und weisen gelegentlich hangparallel eingelagerte, partiell angewitterte, flache Blöcke des anstehenden Grundfelses bzw. scharfkantige Hornsteinsplitter auf. Diese Tatsache trägt also zu einer weiteren Verstärkung des asymmetrischen Baus der Kuppen, d.h. zu der Abflachung der westexponierten Hänge der Karstknocks bei.

Die Kuppenasymmetrie ist somit eine Erscheinung klimatisch-morphologischer Natur; sie ist keine Funktion stratigraphischer oder petrographischer Voraussetzungen und Gegebenheiten. Da die Mächtigkeit der polygenen Sedimente der Überdeckungsbildungen der Mittleren Fränkischen Alb am Kuppenfuße und auch zwischen den in unterschiedlicher Scharungsdichte stehenden Karstkuppen insgesamt sehr bescheiden bleibt und selbst in den Senken und Karstmulden meist nur 2 bis 3 m beträgt, sind die Knocks der Kuppenalb keinesfalls als die heutigen Gipfelpunkte eines fossilen, durch nachträgliche Sedimentation aber stark verhüllten

Altreliefs aufzufassen.

Nicht zu übersehen ist die relative Konstanz der Höhen der höchsten Erhebungen der Kuppenalb. Die Kuppengipfel benachbarter Karstkuppen unterscheiden sich oft nur sehr wenig in der Höhenlage, was die Vermutung nahe legt, daß die Karstkuppen aus einer einheitlichen Fläche, die möglicherweise Rumpfflächennatur besaß, herauspräpariert sein könnten. In der Karte 4, der Kuppenlandschaft um Engelsberg, kommt u.a. diese Tatsache deutlich zum Ausdruck. Ähnliche Phänomene sind aus tropischen Kegelkarstgebieten bekannt geworden[1]. Über größere Entfernungen besitzt allerdings die Gipfelflur der Karstkuppen der Mittleren Frankenalb kein absolut gleichbleibendes Niveau. Diese Erscheinung findet ihre Erklärung u.a. in der Schichtenlagerung des gesamten mesozoischen Schichtpaketes in Süddeutschland, sowie in der unterschiedlichen mineralogisch-lithologischen Zusammensetzung des Substrats aus jurassischen Dolomiten, Kalken und Mergeln. Auch die topographische Lagebeziehung zu dauernd durchflossenen Tälern und größeren Vorflutern und damit der verschiedene Reifegrad des Reliefs spielen hierbei eine entscheidende Rolle.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Gesamtheit der Karstknocks der Kuppenalb keine rezente Bildung der derzeit herrschenden klimatischen Faktoren darstellen kann. Die Karstkuppen weisen sich in Quantität, Qualität und Gestalt als Glieder umfassenderer morphogenetischer Ordnungen aus. Somit müssen der heute noch in auffallender Weise zutage tretende Gipfelhorizont, die Scharungsdichte, Form und Ausrichtung der Kuppen einer eingehenden Betrachtung bei der Erklärung der landschaftsgenetischen Vorgänge innerhalb der Evolution des Geländes des Untersuchungsgebietes unterworfen werden.

---

1) Vgl. H. Lehmann (1936).

2. Die Physiognomie der Hohlformen

Das Gebiet der Fränkischen Alb, insbesondere auch der Raum der Mittleren Frankenalb, stellt eine intensiv verkarstete Kalk- und Dolomitlandschaft dar. Das Erscheinungsbild der Gesamtheit aller aktiven hydrographischen Formen ist außerordentlich arm, denn die fluviatil geprägte Karstentwicklung ruht gegenwärtig weitgehend. Nur recht wenige, kräftige und relativ wasserreiche Flußläufe konnten sich im Verlauf des Verkarstungsprozesses mit Tieferlegung des Verkarstungshorizontes im seichten oder tiefen Karst erhalten. Große Teile des ehemaligen Talnetzes liegen heute fossil in Form verschiedener Talgenerationen als Trockentäler vor. Auf Grund der Abwesenheit breitgefächerter erosiver Arbeit ist die Physiognomie der meisten Täler die einer Altersform.

Die Gerinne-, Bach- und Flußdichte nimmt in der Erosionslandschaft außerhalb des Karstes ein sieben-bis achtmal größeres Ausmaß an. In bestimmten Quellbereichen am Fuße der Frankenalb wird dieser Unterschied, wie die Morphologische Übersichtskarte zeigt, noch wesentlich auffallender. Die Wasserarmut stellt somit eines der wichtigsten Phänomene der Karstlandschaft dar. Keiner der im tiefen Karst erhaltenen Bäche, wie z.B. Rohrbach, Lauterach, Schwarze Laaber usw., konnte ein ordentliches hydrographisches Netz entwikkeln[1]. Allerdings nehmen die Bachläufe im Karst häufig ihren Ursprung in teilweise extrem stark, aber im Jahresverlauf recht unterschiedlich schüttenden Karstquellen. Zuweilen treten auch zahlreiche kleinere Talquellen auf, die aus dem Karstwasservorrat der vielfältig verzweigten, subterranen hydrographischen Adern gespeist werden. Sie bilden in vielen Fällen ein sich rasch erweiterndes Gerinne, das oftmals sofort in der Lage ist, Mühlräder anzutreiben. Auch diese Tatsache ist eine kennzeichnende Erscheinung der Karstlandschaft der Mittleren Frankenalb; heute sind allerdings die meisten der kleinen Mühlen absolut unwirtschaft-

1) Vgl. den Raum des engeren Arbeitsgebietes in der Morphologischen Übersichtskarte.

lich und damit stillgelegt.

Die aktiven, dauernd durchflossenen Täler, die nicht oder nur in bescheidenem Rahmen der unterirdischen Karstentwässerung tributär sind, besitzen zumeist eine recht steilwandige Talbegrenzung. Die flache Talaue ist bei starken Regenfällen oder der Schneeschmelze wegen der extrem guten karsthydrographischen Wegsamkeit der höher gelegenen, tief verkarsteten Kalke und Dolomite von Überschwemmungen bedroht. Die permanent durchflossenen Täler sind allgemein durch eine ausgeprägte Tiefenlinie mit gleichsinnigem Gefälle und die Anlage bzw. Ausformung von Gleit- und Prallhängen gekennzeichnet.

Die Trockentäler stellen dagegen ehemals aktive, gegenwärtig fossile Abflußbahnen verschiedenen Reifegrades dar. Ihre morphologische Ausgestaltung gestattet Rückschlüsse auf das Ausmaß ihrer Fossilität. Teilweise sind die trokkenen Täler noch recht jung und damit verhältnismäßig steil eingerissen, so daß der Talquerschnitt einen annähernd kerbtalartigen Charakter besitzt. Die Gefällskurve der Talsohle ist dann noch gleichmäßig auf den nächsten Vorfluter ausgerichtet.

Einen höheren Fossilitätsgrad besitzen flache, breitere, absolut trocken gefallene Talungen, die als typisches Kennzeichen einen fortwährenden Wechsel in der Talbreite aufweisen. Sie gehen ohne ausgeprägte morphologische Begrenzung oder Zäsur in die umgebenden Karstkuppen über. Diese Talungen haben somit einen stark zerlappten Grundriß und sind durch eine auffallende Unausgeglichenheit des Gefälles gekennzeichnet. Sowohl die echten Trockentäler, als auch die trockenen Talungen waren nach der Heraushebung der Alb noch fluviatil aktiv. Sie beherbergen ausnahmslos quartäre, typisch zweiphasige Sedimente[1], sowie kleine gerollte Verkieselungen in umgelagerten Verwitterungsprodukten postpliozäner Entstehung.

Zu den Sätteln zwischen den einzelnen Karstknocks führen sanft eingebuchtete Karstmulden hinauf. Entsprechend ihrer

1) Vgl. Bakker und Müller (1957).

orographischen Lage und morphologischen Erscheinung müssen sie bereits in einem besonders frühzeitigen Stadium des Verkarstungsprozesses trocken gefallen sein. Diese Vermutung wird an vielen Stellen durch das Ergebnis der sedimentpetrographischen Untersuchungen erhärtet.

Eine Besonderheit unter den trockenen Hohlformen stellen die mehrfach auftretenden kuppenumstandenen, flachen und breiten, kesselartigen Senken dar[1]. Sie sind meist nach Süden oder Südwesten hin flach eingeböscht. In dieser Richtung nehmen auch die Versteilung und die relative Höhe der sie oft hufeisenförmig umgebenden Karstkuppen zu. Dort besitzen sie in der Regel auch einen stark eingeengten Durchlaß zu einer Talung des Karstes oder zu einem jungen Trokkental.

Wie die Morphologische Übersichtskarte zeigt, sind alle hydrographischen Erscheinungsformen des Karstes der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb bei grober morphologischer Betrachtung auf das heutige System aktiver fluviatiler Entwässerung hin orientiert. Das trifft in besonderem Maße für die Trockentäler und trockenen Talungen zu. Allerdings ist das Gefälle recht unregelmäßig und insgesamt sehr gering. In breiten Trockentälern treten gelegentlich echte Talwasserscheiden auf, die in der Landschaft wegen der Mannigfaltigkeit der morphologischen Gegebenheiten nicht ohne weiteres als solche zu erkennen sind.

Neben den Trockentälern, Talungen, Karstmulden und kesselartigen, hufeisenförmigen Senken sind zu den Hohlformen auch die relativ jungen Dellen und dellenartigen Systeme zu zählen. Sie gehen meist mit einer deutlichen Zäsur in die eigentlichen Täler über, von denen sie sich auch in funktionaler Hinsicht deutlich abheben. Besonders charakteristisch ist ihre morphologische Ausgestaltung in den Verebnungen der Flächenalb. Diese dellenartigen Hohlformen besitzen ein sanft eingemuldetes Profil, ohne daß Gleit- und Prallhänge bzw. Talwände in irgend einer Form entwickelt wären. Sie bilden in den meisten Fällen den Übergang

1) Vgl. Karte 3 und Karte 4.

zwischen den Landschaftselementen mit flächenhaftem und jenen mit linienhaftem Gesamtcharakter.
Die Altersstellung der verschiedenen Talgenerationen kann durch morphologische und sedimentologische Indizien ermittelt werden.

Auch die Anlage der Hohlformen ist nicht absolut von der Existenz des unter heutigen klimamorphologischen Bedingungen weniger widerstandsfähigen Substrats der geschichteten Fazies des Malms abhängig. In der Gegend von Fürnried[1] bildet beispielsweise Massenfazies den Tal- und Beckenboden[2]. Andererseits ist die Tatsache nachgewiesen, daß kuppen- und riedelförmige Erhebungen auch im Bereich der geschichteten Fazies entwickelt sein können. In der Südlichen Frankenalb hat Birzer (1939) festgestellt, daß breite Trockentäler durchaus auch dann vorhanden sind, wenn der Wechsel von geschichteter und massiger Fazies nicht gegeben ist.

3. Die speziellen Karsterscheinungen

Die Karstlandschaft der Mittleren Frankenalb weist ein breites Spektrum spezieller Karsterscheinungen auf. In den geschichteten Kalken ist eine große Anzahl von Primärfugen vorhanden, die durch epirogenetische Bewegungsvorgänge noch erheblich vermehrt wurde. Auch in den durch Diagenese aus ursprünglichen Schwammkalken gebildeten Massenkalken und in den durch metasomatische Prozesse mit Hilfe von Diffusionsvorgängen wandernder Salzlösung entstandenen Dolomiten treten allenthalben feine Haarrisse mit dendritenförmigen Verzweigungen, Fugen und Spalten in Erscheinung. Sie werden als Ansatzstellen der Verkarstung wirksam. Das entlang diesen vorgezeichneten Bahnen einsickernde Niederschlags- und Schmelzwasser und die Bodenfeuchte haben in kryptogener Verwitterung durch Hydrolyse, Hydratation und Lösung das kalzitische und dolomitische Substrat immer weiter zerlegt.

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld
2) Vgl. Winter (1964).

Der Abbau des Muttergesteins zu hydratisierten Ionen durch Anlagerung von Wasserdipolen an die Außenionen des karbonatischen Kristallgitters führt zu einer Druckzunahme und damit zur Hydratationssprengung des Kristallverbandes. Die Zerfallsprodukte werden in ionogenem Zustand oder in Form mobiler Kolloide teilweise unter Neubildung von Tonmineralien weggeführt. Zahlreiche anorganische und organische Verbindungen, insbesondere Kohlensäure und Humussäuren, die in solchen wasserführenden Karstfugen als Stoffwechselprodukte im Lebensprozeß bzw. als Zerfallsprodukte endemischer Organismen entstehen, beschleunigen wesentlich die Erweiterung der Risse und überkapillaren Röhren und ihre Zusammenfassung zu größeren Wasserbahnen.

Derartige Primärprozesse des Verkarstungsvorganges sind von grundlegender Bedeutung, denn homogener Kalk läßt, wie Spöcker (1948) betont, nicht mehr Wasser hindurch als Granit und Basalt. Der Verkarstungsvorgang setzt lange Zeiträume für die lösende Einwirkung des Wassers auf die verkarstungsfähigen Gesteine voraus. Selbst in tropischen Regionen verlaufen nach Gerstenhauer (1960) die erosiven Vorgänge in unlöslichen Gesteinen schneller als die korrosiven in Karbonatgesteinen, obwohl, wie Louis (1961) ausführt, die Intensität der Verkarstung in den Tropen fünfmal so stark ist wie in den mittleren Breiten.

Das zunächst laminar fließende und durch Korrosion hauptsächlich auf chemischem Wege wirkende Karstwasser erreicht bei vergrößerten Klüften ein erhebliches Maß an Turbulenz. Damit tragen auch noch mechanische Kräfte zur Verbreiterung der subterranen karsthydrographischen Bahnen bei. Wenn derartige unterirdische Karstwasserläufe vorhanden sind, versiegt die aktive oberirdische Entwässerung mehr und mehr. Die Quellen werden immer weiter talabwärts verlegt; die Versickerungsstellen und Schwinden wandern dagegen talaufwärts. Die Denudations- und besonders Erosionsabläufe an der Oberfläche werden hierbei auf ein Minimum reduziert und die Landschaft fällt der geomorphologischen Fossilität anheim. Zahllose an den Karst gebundene Erscheinungen bekunden heute noch derartige paläohydrographische Prozesse.

Die im Kalk und Dolomit vorhandenen periodisch wasserführenden Spalten beginnen an der Oberfläche sehr häufig mit mehr oder minder großen trichterförmigen Eintiefungen, den Dolinen, Wetterlöchern oder Rauhlöchern, wie sie von der Bevölkerung genannt werden. Sie sind in der Regel von Bäumen und Strauchwerk umstanden und tragen am Grunde oftmals große Blöcke des anstehenden Grundfelses, die allerdings häufig von Menschenhand dorthin gebracht worden sind. In den meisten Fällen sind diese Dolinen, die in mannigfachen Formen einzeln auftreten oder zu Girlanden und Schwärmen vereinigt sein können, das Produkt unterirdischer korrosiver Lösungsvorgänge. Sie weisen, falls sie nicht auf natürlichem Wege oder durch anthropogene Einflüsse zugeschüttet und damit plombiert werden, auch in unseren Tagen noch eine der episodisch oder periodisch aufgenommenen Wassermenge entsprechende Vergrößerung und Weiterbildung auf. Vergleichbare Tatsachen hat Dörrer (1971) in der Karstlandschaft am Nordrand der Causses festgestellt; auch dort steht eine rezente Dolinenweiterbildung außer Frage.

Daß die Verkarstung auch heute noch in erheblichem Umfange fortschreitet, beweisen darüberhinaus Primärformen von Dolinen, die überall in den Trockentälern und trockenen Talungen bei starker Durchnässung des Bodens nach der Schneeschmelze beobachtet werden können. Durch Überpflügen oder Zuschütten werden sie in allen Fällen an der Weiterbildung gehindert; sie entstehen aber unter vergleichbaren Umständen spontan immer wieder an gleicher Stelle oder in unmittelbarer Nachbarschaft. Die Ursachen für die Bildung und Ausformung von Dolinen sind also in lokalen Gegebenheiten des bedeckten Karstes begründet.

Rauhlöcher, die als Schluckstellen für das oberflächlich abfließende Wasser dienen und somit weitgehend mechanisch geformte Erosionsdolinen darstellen, besitzen häufig einen tropfenförmigen, asymmetrischen Umriß. Sie haben einen deutlichen, oft mehrere Meter langen Zulaufgraben ausgebildet, der in die Richtung des ansteigenden Geländes weist. Die Versickerungsstelle liegt jeweils an der block- und

felsreichen Steilseite des Schluckloches.

Es kommt immer wieder vor, daß manche der zu den unterirdischen Abflußbahnen führenden Dolinen zugeschwemmt und periodisch plombiert werden. Dann sammelt sich in den Einsenkungen des Bodens das Niederschlags- und Schmelzwasser und bildet kleinere Weiher bzw. Tümpel, die mit den vom Menschen künstlich geschaffenen Wassermulden, den Hülen, vergleichbar sind. Die Hülen hatten ehedem die Aufgabe, Niederschlagswasser zur Viehtränke zu speichern; sie sind auch heute noch teilweise in der Mittleren Fränkischen Alb anzutreffen. Allerdings werden sie nunmehr des öfteren zweckentfremdet und verunstaltet.

Zeitweise verschwemmte Dolinen sind aber meist sehr kurzlebige Gebilde. Das einsickernde Wasser erreicht durch Erweiterung von kleinen Fugen und Rissen im angeschwemmten Sediment oft plötzlich wieder den unmittelbaren Kontakt zu den unterirdischen Abflußbahnen, so daß das gespeicherte Wasser in kurzer Zeit abgelaufen ist. Die außerordentlich rasche Entleerung und die gewaltigen Wassermengen, die bei der Schneeschmelze meist ohne jeden Rückstau aufgenommen werden, stellen die enorme Aufnahmekapazität der verborgenen Karstwasserbahnen anschaulich unter Beweis.

Einige der in ihrer Gesamtheit als morphologische Leitformen der Karstlandschaft anzusehenden Dolinen sind allerdings nicht direkt das Produkt der erosiven Tätigkeit des in den Untergrund versitzenden und sich unterirdisch bewegenden Wassers. Sie sind auch nicht unmittelbar auf die korrosive Kalk- und Dolomitauflösung unter dem Einfluß von Feuchtigkeit, die einen durch biologische Vorgänge bedingten, leicht sauren pH-Wert besitzt, zurückzuführen. Vielmehr leiten sie sich allenfalls sekundär von diesen Vorgängen ab, indem verborgene, statisch überlastete Hohlräume durch abrupten Nachbruch oberflächennaher Gesteinsschichten einstürzen und dolinenartige „Erdfälle" erzeugen. Diese Entstehungsweise ist aber die entschieden seltenere. Nur sehr sporadisch sind größere rezente Einsturzvorgänge bekannt geworden. In langen Zeiträumen kann aber auch auf

diese Weise eine Reihe der Rauhlöcher geformt worden sein. Teilweise werden solche durch Versturz entstandene Dolinen auch mit den Erosionsdolinen und den auf reine Karstkorrosion zurückzuführenden Lösungsdolinen gepaart auftreten, wenn sie, in Schwärmen vorkommend, den Verlauf größerer unterirdischer Hohlräume an der Oberfläche nachzeichnen[1]. Besonders die Schnittflächen unterirdischer Klüfte sind offensichtlich zur Dolinenanlage prädestiniert.

Schluckstellen jedweder Art treten nur im Bereich der Deckschichten der Mittleren Fränkischen Alb auf. Nirgends sind sie ringsum direkt vom anstehenden Muttergestein aus Kalk oder Dolomit umgeben. Absolut entblößtes kalzitisches oder dolomitisches Substrat ist für die Dolinenanlage auch bei starker unterirdischer Verkarstung wenig geeignet. An ihre Stelle treten Klüfte und karrenähnliche Systeme.

Die mit einem Kamin durch die lehmige und tonige Albüberdeckung zum Grundfels führenden Dolinen und Wasserschwinden enthalten in ihrer Umgebung typische Sedimente ihres Einzugsgebietes. In der Entwicklung der Karstlandschaft der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb kam es in einigen Fällen zu einer permanenten Verstopfung von Schluckstellen und damit zu einer Konservierung des eingeschwemmten Materials. Ihre Sedimente können möglicherweise wichtige Dokumente über Herkunft, Alter, Verwitterungsgrad und Absetzungsbedingungen enthalten. Die sedimentologische Untersuchung der Dolinenfüllungen liefert dann bedeutsame Mosaiksteine für die Erfassung der chronologischen Abfolgen in der Kausalkette der Gesamtmorphogenese der Landschaft.

Im Vergleich zu den mediterranen und insbesondere den tropischen Dolinen erscheinen die Rauhlöcher der Frankenalb sehr unausgereift. Auch die Anfangsstadien rezenter Dolinenbildungen, die morphologisch den größeren Schwinden gleichen, weisen auf ein relativ junges Alter der heutigen aktiven Dolinen hin.

---

1) Vgl. dazu die in die Morphologische Übersichtskarte aufgenommenen Dolinensysteme.

Charakteristische morphologische Eigentümlichkeiten des Karstes stellen die Höhlen und Höhlensysteme dar, die in erheblicher Anzahl auch im Untersuchungsgebiet der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb auftreten, ohne daß sie in einem direkten Verhältnis zu den gegenwärtigen hydrographischen Realitäten stehen. Viele von ihnen sind unbekannt, unzugänglich oder nicht genauer untersucht, wenige nur etwas ausgebaut. Die König-Otto-Höhle im Südosten von Reichertswinn[1] wurde im Rahmen der Entwicklung des Fremdenverkehrs für die Öffentlichkeit erschlossen.

Die Wirkung der bei der Höhlenbildung an den Schwächezonen des verkarstungsfähigen Gesteins voranschreitenden Karstkorrosion ist am Schwarzenberg[2] südlich von Alfeld im „Windloch" besonders anschaulich zu beobachten. Die nicht erschlossene Höhle zeichnet in ihrem Verlauf die kuppelförmig übereinandergelegten dolomitisierten Schwammriffpartien des Karstknocks nach.

Die Öffnungen der Höhlen sind zuweilen ganz besonders groß. Sie bilden ausgesprochene Höhlenportale, wie das beispielsweise die Höhleneingänge bei St. Wolfgang[3] nördlich von Velburg, die Grotte im Osten von Utzenhofen[4] etc. anschaulich unter Beweis stellen. Die Vergrößerung der Höhlenportale ist z.T. sekundären Lösungsvorgängen zuzuschreiben. Am Beginn des Höhleneingangs kann sich im Licht und selbst noch im Dämmerlicht eine Reihe von Algen, Flechten und anderen niederen pflanzlichen Lebewesen am Dasein erhalten. Im Dunkeln der Höhle haben diese Organismen keine Existenzmöglichkeit mehr. Durch die Ausscheidung von biogenen Säuren im Rahmen des Stoffwechsels der Pflanzen erfährt die Dynamik des Lösevorganges eine wesentliche Steigerung, was zur Verbreiterung und zur Verebnung der Höhleneingänge beiträgt. Diese Auffassung wird durch die Tatsache gestützt, daß sich die großen Höhlenportale gegen das Innere der paläohydrographischen Gänge rasch verengen.

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg
2) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld
3) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg
4) Top. Karte 1:25 000, 6636 Kastl.

Mehr oder weniger umfangreiche Auskolkungen, Korrosionshohlkehlen, Höhlen und Höhlenruinen findet man zuweilen an den Hängen der Kuppen in mehreren Stockwerken übereinander. Sie haben nur sehr selten einen horizontalen Verlauf; häufig sind sie durch senkrechte Naturschächte miteinander verbunden. Die Höhlen und Höhlentorsi weisen heute noch auf einstmals aktive, perennierend oder intermittierend durchflossene Wasserbahnen mit fluviohydromorphen Erscheinungsformen hin. Sie sind beredte Zeugen für die fortschreitende Tieferlegung des Grundwasserhorizontes bzw. des Karstwasserspiegels und veranschaulichen die schrittweise Fossilisierung der Karstlandschaft während ihres Werdeganges in der jüngeren Erdgeschichte. Höhere hydrographische Stockwerke sind längst zerstört und teilweise oder vollständig den Abtragungsvorgängen anheim gefallen.

Immer wieder kam es aber auch zu einer totalen Verstopfung der unterirdischen hydrographischen Systeme mit Verwitterungs-, Denudations- und Erosionsmaterial. Ebenso wie bei den später nicht mehr auf natürlichem Wege aufgeschlossenen, verschwemmten Dolinen und dolinenartigen Einsenkungen gibt die Sedimentfüllung der fossilen, verschütteten Höhlen interessante Hinweise auf die zur Zeit der Einschwemmung vorherrschenden klimamorphologischen Faktoren und morphogenetischen Prozesse. Man stößt in der Mittleren Fränkischen Alb recht häufig, insbesondere nach der Herbst- und Frühjahrsackerung der Felder, auf elliptische bis langgestreckte Stellen mit gelben, hell- bis tiefroten und teilweise violetten, meist zweiphasigen Ablagerungen offensichtlich fossiler Natur. Sie unterscheiden sich deutlich von den hochplastischen Karstbraunlehmen der näheren und weiteren Umgebung[1]. Hierbei wurden verfüllte ehemalige Wasserbahnen durch die Abtragung angeschnitten und oberflächlich abgedeckt. In besonders günstigen Fällen werden bei kommunalen oder privaten Baumaßnahmen derartige fossile Karstwasserbahnen aufgeschlossen, so daß Größe, Form und Inhalt der

1) Vgl. Höhl (1963).

genaueren Untersuchung und Betrachtung zugänglich werden.

Innerhalb des Arbeitsgebietes sind keine rezenten, aktiv durchströmten Höhlensysteme bekannt oder erschlossen. Die fossilen Höhlen sind dagegen oft recht wirksamen episodischen Veränderungen unterworfen, wenn sich im Winter partielle Frostsprengungen, frische Abbrüche und gelegentliche Verstürze ereignen. Da die aquatile unterirdische Ausräumung durch die Tieferlegung des Karstwasserhorizontes unterbunden ist, entwickeln sich manche Höhlen im Verlaufe dieser Prozesse mehr und mehr zu Höhlentorsi.

Der Vorgang der Verkarstung wird ferner an allen freistehenden Kalk- und Dolomitwänden veranschaulicht, die keine geschlossene Vegetationsdecke tragen und somit den atmosphärischen Kräften unmittelbar ausgesetzt sind. An Spalten, Rissen, Klüften und Stellen inhomogener Kristallstruktur setzt die rezente Karstkorrosion an. Sie entwickelt ein charakteristisches, unruhiges, von Miniaturkarren durchzogenes Karstkleinrelief, so daß schwammartig durchlöcherte Oberflächenstrukturen entstehen. Verstärkt wird die Modifikation der äußeren Erscheinungsformen der Felsmassive, Wände, Felstürme und Felsbastionen noch dadurch, daß sich bei lokaler Durchfeuchtung des Frankendolomits offenbar der als Bindemittel fungierende Kalk bevorzugt herauslöst. Die rhomboedrischen Dolomitkristalle bleiben dagegen als Lösungsrückstand zurück. In dieser gelockerten Form können sie dann leicht mechanisch verfrachtet werden.

4. Die Gesamtheit der Leitformen des Karstes und deren geomorphologische Problematik

Das Gesamtbild der karstmorphologischen Phänomene setzt sich aus den Erscheinungen der Karstkuppen, der Vielfalt der Karsthohlformen, der Dolinen, Höhlen und vielgestaltigen Verwitterungsformen des karbonatischen Substrats zusammen. Es stellt ein inhaltsreiches und gut deutbares Zeugnis der mehrphasigen klimamorphologischen Entwicklung der Landschaft dar. Nach der Bildung der oberjurassischen Schicht- und Massenkalke und der nachträglich teilweise ein-

setzenden metasomatischen Dolomitisierungsprozesse blieb der Raum der Mittleren Frankenalb noch längere Zeit frei von größeren epirogenetischen Hebungsvorgängen. Im warmen, wechselfeucht-randtropischen Klima des Eozäns (Jessen 1938) waren die kalzitischen und dolomitischen Gesteine wesentlichen morphogenetischen Prozessen mit erheblicher Tiefenverwitterung ausgesetzt. Zusammen mit älteren Sedimenten und Bodenbildungen wurden diese Verwitterungsprodukte in teilweise verwilderten Flußsystemen nach Süden zur Erosionsbasis des Molassemeeres transportiert.

Unter einem wechselfeuchten Klima mit intensiv heißer Trokkenzeit kommt es nach Ganssen (1957) regelmäßig zur Bildung von Rotlehm. Die gebankten und massigen Kalke und Dolomite des Untersuchungsgebietes wurden somit im Eozän und Oligozän mit einer tiefgründigen Rotlehm- bzw. Roterdedecke überzogen. Die Zerlegung des Substrats erreichte bei der Bildung der Tonminerale durchwegs das Stadium der Kaolinitbildung. Wie auch G. Wagner (1960) ausführt, herrschte in Mitteleuropa im Eozän ein Klima, wie es heute beispielsweise in Java anzutreffen ist. Bei 2200 - 3000 mm jährlicher Niederschlagsmenge und mittleren Jahrestemperaturen von ca. 26 °C bilden sich bei der Verwitterung nur kaolinitische und nahe verwandte Tonmineralien (Bakker 1963) relativ niederer potentieller chemischer Energie. Während der Evolution der Kuppenlandschaft grenzte dieser biologisch gut durchsetzte und außerordentlich aktive, periodisch stark durchfeuchtete Boden an die Kalk- und Dolomitwände der sich bildenden Karstvollformen. Er bewirkte die Ausformung von Korrosionshohlkehlen, wie sie sporadisch auch heute noch in fossiler Form an steilwandigen Kuppenhängen beobachtet werden können.

In vereinzelten, morphologisch besonders geschützten Restlagen sind in der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb noch Roterde- und Rotlehmreliktböden mit außerordentlich hohem Kaolinitgehalt bzw. mit ausschließlicher Kaolinitdominanz vorhanden. Darüberhinaus konnten speläologisch-paläontologische Untersuchungen in den fossilen Rotlehmen, die ehemalige Karsthohlräume ausfüllen, Reste einer eozänen und

oligozänen Fauna nachweisen (Dehm 1935, 1961).

Die intensive tertiäre Verwitterung ist außer in der Frankenalb u.a. auch im Grundgebirgsrahmen Frankens nachgewiesen worden. Im Fichtelgebirge reicht, wie Büdel (1958) angibt, die vorpleistozäne chemische Verwitterung 70 m unter die heutige Landoberfläche. Eine Bohrung bei Wiesau im Süden des Fichtelgebirges erbrachte unter 32,7 m Tertiär noch 40 m roten Granitzersatz (Birzer 1964). Besonders interessante Vergleiche ergeben sich mit der Karstlandschaft der Causse de Martel in Südfrankreich. Für einige der dort auftretenden Rotlehme wies Dörrer (1971) eine hervorstechende Kaolinitdominanz in der Reihe der Tonmineralien nach. Die vor allem in Karsthohlformen, aber auch auf Kuppen in Karsttaschen erhaltenen Rotlehmablagerungen sind dort durch Fossilien als eozäne und z.T. oligozäne Sedimente eindeutig datierbar.

Im Oberoligozän und Miozän kam es zu einer Abschwächung des wechselfeucht warmen Klimas, das noch im frühen Oligozän Mitteleuropa beherrschte. Die tiefe „kaolinitische Verwitterung" ist nach Gerstenhauer (1970) im Mitteloligozän endgültig zu Ende gegangen. Wilhelmy (1958) beschreibt das Klima des Miozäns als warmes Feuchtsteppenklima mit winterlicher Trockenzeit.

Während des Pliozäns sanken die Temperaturen stark ab, denn im Oberpliozän erscheinen bereits Frostspuren an Vegetationsresten (Jessen 1938). Seit dieser Zeit führt nach Bakker (1963) die Verwitterung unter Neubildung von Tonmineralien kaum mehr bis zum Kaolinit-, sondern nur mehr bis zum Illitstadium.

Im Mittelpliozän wurde im Rahmen einer ausgeprägten tektonischen Gesamtbeanspruchung ganz Frankens (Büdel 1957 c) das Gebiet der Fränkischen Alb in mehreren Phasen epirogenetischer Krustenbewegungen emporgehoben, ohne daß es im Bereich der Mittleren Frankenalb zu wesentlichen Veränderungen der Krustenstruktur gekommen wäre. Die Hebungsvorgänge bewirkten die Herauspräparierung der Steilstufe der Fränkischen Alb ungefähr im Bereich der ehemaligen Ausbißlinie der oberjurassischen Schichtgrenzen. Die An-

lage des Steilabfalls erfolgte parallel zu einer an mehreren Stellen nachgewiesenen tektonischen Schwächezone rheinischer Richtung.

Während das Flußnetz im Miozän in niederer Höhe über dem Meeresniveau noch recht vielgestaltig und verwildert war, und sich die Flüsse wegen des Fehlens der erosiven Kraft wenig eingetieft hatten, mußten sie sich nach der pliozänen Hebung wesentlich stärker eingraben. Die größtenteils laterale Erosion wurde auf Grund der Erhöhung der Reliefenergie zwischen Ober- und Unterläufen bzw. den Vorflutern durch eine weitgehend lineare ersetzt. Da sich gleichzeitig die Abdachungsrichtung änderte, mußten sich die Flüsse einen entsprechend modifizierten Weg nach Südosten zum Vorfluter der späteren Urdonau suchen. Mit Tieferlegung des Karstwasserspiegels setzte auch bald das Trockenfallen der Rinnsale und Bäche ein, die am weitesten von den rheinischen und danubischen Stromsystemen entfernt lagen.

Zeugen dieser präquartären landschaftsformenden Vorgänge sind in der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb in Form alter Talzüge erhalten geblieben. Durch sedimentpetrographische, tonmineralogische Untersuchungen konnten sie zeitlich fixiert werden, denn die Tonzusammensetzung des Bodens bzw. der Umlagerungsprodukte ehemaliger Böden ist nach Bakker (1963) „ein wesentlicher Beitrag zur Erkenntnis der vorwaltenden großklimatischen Verhältnisse in vergangenen geologischen Perioden".

Die erhebliche Morphodynamik der tertiären epirogenetischen Bewegungen und der klimatisch bedingten Verwitterungsabläufe ist für die Anlage auch heute noch raumgestaltender Züge der Mittleren Frankenalb verantwortlich. Durch den Verkarstungsprozeß haben sich diese Vorzeitformen über den Zeitraum des Quartärs besser als in anderen Gebieten erhalten können. Trotzdem wurden die vererbten landschaftlichen Karsterscheinungen im Pleistozän erheblich modifiziert. Die landschaftsgestaltende Kraft des Diluviums ist auch im zentralen Teil Mitteleuropas sehr bedeutsam gewesen, denn nach Troll (1947) haben periglaziale Formbildungen in

den Eiszeiten die Oberfläche des nichtvereisten Mitteleuropa weitgehend umgestaltet[1]. Auch in diesem Falle sind über die Kenntnis der Zusammensetzung der Verwitterungs- und Umlagerungsprodukte, auf der Grundlage morphologischer Erscheinungen, Aussagen über die klimaspezifischen morphogenetischen Vorgänge möglich. Die normative Kraft der speziellen Klimaausbildung realisiert spezifische Landformen und hinterläßt kennzeichnende Ablagerungen. Die Problematik liegt in der Erfassung der Vielfalt der karstmorphologischen Wesenszüge und ihrer Zuordnung zu den polygenen Entwicklungsmechanismen seit ihrer Entstehung.

1) Vgl. dazu auch Büdel (1971, 1937).

B. DIE ALTERSSTELLUNG DER RELIEFGENERATIONEN

I. Tertiäre Landschaftselemente

1. Tonmineralogische Zeugen der ältesten nachzuweisenden Verwitterungs- und Abtragungsphase

Während der präpliozänen Entwicklungsphase, in der sich die Landschaft des Untersuchungsgebietes in niederer Höhenlage nahe dem Molassemeer befand, sind bereits erhebliche Verwitterungs-, Verkarstungs- und Landformungsprozesse abgelaufen. Kennzeichnende pedologische Zeugen, die die außerordentlich große Verwitterungsdynamik der während des Eozäns und des frühen Oligozäns vorherrschenden wechselfeucht warmen Klimabedingungen unterstreichen, sind in Europa bisher nur sporadisch aufgefunden worden. Zu diesen Vorkommen zählen u.a. solche aus Luxemburg, Polen, der Tschechoslowakei, dem Schweizer Jura, der Causse de Martel etc. In der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb konnten mindestens drei Stellen erschlossen werden, deren Sedimente unter klimatisch extremen Außenbedingungen bei hoher chemischer Verwitterungsintensität gebildet worden sind.

Innerhalb der mineralogischen Zusammensetzung des Bodens gehören die Tonmineralien zu den gegen chemische Verwitterung sehr widerstandsfähigen Bestandteilen (Link-Jung 1960). Darüberhinaus erweist sich in der Reihe der Tonmineralien der Kaolinit nach Montmorillonit und Illit bei weitem am stabilsten. Für seine Bildung müssen als klimatische Voraussetzungen nicht nur eine relativ hohe Temperatur, sondern auch ausreichende Feuchtigkeit durch intensive Niederschläge gegeben sein. In warmen, trockenen Gebieten bildet sich bei geringer Bodenauswaschung bevorzugt das Tonmineral Montmorillonit[1)].

---

1) Vgl. Bakker (1966).

Unter alttertiären, wechselfeucht warmen Außenbedingungen führte somit die chemische Verwitterung des wenig stabilen kalzitischen und dolomitischen Muttergesteins unter Mineralum- und -neubildungen bis zu Produkten, die einen sehr hohen Anteil am Tonmineral Kaolinit enthalten. Je höher die Konzentration dieses Tonminerals in den tonigen Deckschichten ist, um so intensiver waren die Ausgangssubstrate einer hochaktiven chemischen Verwitterung während der jüngeren Erdgeschichte ausgesetzt. Das karbonatische Ausgangsgestein des Untersuchungsgebietes selbst enthält nur in verschwindend geringer Konzentration Tone als Gemengbestandteile. Diese Tatsache wird u.a. durch die Proben III-83 vom Poppberg und I-48 vom Habsberg unter Beweis gestellt[1]. Die röntgenologische Untersuchung weist in geringer Menge ungeordnete Tonmineralien nach, die eine Anfangsstufe der Schichtsilikatbildung widerspiegeln. Wohldefinierte Kaolinitmineralien sind kaum entwickelt.

In einer alten, vollkommen verschwemmten Doline in der Ortschaft Eckeltshof[2] haben sich in einer der höchst seltenen, stets morphologisch besonders ausgezeichneten Fundstellen Verwitterungsreste erhalten, die sonst in der Landschaft längst wieder beseitigt worden sind. Am Grunde einer seit dem Alttertiär bzw. dem frühen Mitteltertiär zugeschütteten Doline, die durch Baumaßnahmen angeschnitten und aufgeschlossen wurde[3], befindet sich ein Sediment, das in der granulometrischen Analyse als toniger Feinsand ausgewiesen wurde. Die Fraktion der Bodenbestandteile unter 1 Mikron Korndurchmesser besteht mit Ausnahme geringer Mengen Quarzmineralien praktisch vollkommen aus dem Tonmineral Kaolinit. Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion dieser Probe III-60-5[4] sind in der Tabelle 1 Seite 56 aufgeführt.

---

1) Vgl. Karte 3, die Kuppenlandschaft um Poppberg - Frechetsfeld bzw. Karte 4, die Kuppenlandschaft um Engelsberg.
2) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld
3) Bohrung 60 innerhalb der Bohrgruppe III (vgl. Morphologische Übersichtskarte bzw. Karte 3).
4) Erklärung der Zahlenfolge: Nummer der Bohrgruppe - Nummer der Bohrung - Nummer der Einzelprobe.

Probennummer: III-60-5
Höhe der Bohrstelle: 545 m über NN
Tiefe der Probe: 210 cm

Die Korngrößenzusammensetzung in %																		
1,7 – 1,2mm	1,2 – 0,85mm	850 – 600 µ	600 – 420 µ	420 – 300 µ	300 – 210 µ	210 – 150 µ	150 – 105 µ	105 – 75 µ	75 – 50 µ	50 – 32 µ	32 – 16 µ	16 – 8 µ	8 – 4 µ	4 – 2 µ	0 – 2 µ	pH		Humus %	$CaCO_3$ %
																H_2O	KCl		
1	1,5	2,5	3,5	5,5	8,5	14,5	19	11	5	7	5	3	1	0	12	7,0	6,4	0,1	–

Zusammensetzung der Fraktion kleiner 1 Mikron in %					
Montmorillonitgruppe (18Å-Mineralien)	Chloritgruppe (14Å-Mineralien)	Illitgruppe (10Å-Mineralien)	Kaolinitgruppe (7,15Å-Mineralien)	Quarz	Goethit
---	---	---	95 - 99 %	1 - 5 %	Spur

Tab. 1: Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der Probe III-60-5

Im Süden der Ortschaft Schwend[1] weist eine Bohrung unter stark wechselnden, durchwegs zweiphasigen Sedimenten, die alle verhältnismäßig kaolinitreich sind, in 160 cm Tiefe tonhaltige, fein- und grobsandige Akkumulationsprodukte nach (Probennummer III-1-12). Sie setzen sich in der Fraktion kleiner 1 Mikron vollständig aus Kaolinit zusammen, da außer Quarzmineralien keine weiteren Tonmineralien vorhanden sind. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich auch hier um eine verschwemmte, seit langer Zeit plombierte Abflußmöglichkeit. Das fossile karsthydrographische System ist nach einem Ruhestadium erst in junger Zeit neu von der Abtragung angeschnitten worden. Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion dieser Probe (III-1-12) sind in der Tabelle 2 Seite 58 aufgeführt.

Der erstaunlich hohe Prozentsatz an Kaolinit im tiefsten Teil der Bohrung, der erfahrungsgemäß zu den Ausnahmeerscheinungen in der gemäßigten Laubwaldzone Mitteleuropas zählt, stellt ein sehr hohes Alter dieser umgelagerten Verwitterungsreste unter Beweis. Sie entstammen der intensiven Verwitterung des Eozäns, sind daher mit der von Büdel (1957b) erwähnten mitteleozänen Rotlehmdecke Frankens weitgehend in Übereinstimmung zu bringen und entsprechen der von Birzer (1939) geforderten Verwitterungsphase der Dolomitkuppenformung unter Ausbildung einer eozänen roten Verwitterungsrinde. Auch Bakker (1966) weist darauf hin, daß die tiefgründige, feuchtwarme Verwitterung in Europa im Eozän und Unteroligozän von besonderer Bedeutung ist. Bereits 1923 hat v.Freyberg in Thüringen eozäne Braunkohle beschrieben und in ihrem Verband umgelagerte, eozäne, kaolinhaltige Produkte festgestellt. Diese vollkaolinische Verwitterung hat nach Birkenhauer (1970) höchstens bis zum Ende des Unteroligozäns angehalten, während das Mitteloligozän einen deutlichen Klimaumschwung mit sich brachte.

Beim Burkartshof[2] im Nordwesten von Schwend befindet sich eine isolierte, besonders auffallende Stelle

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld
2) Bohrung III-20; vgl. Karte 3.

Probennummer: III-1-12
Höhe der Bohrstelle: 510 m über NN
Tiefe der Probe: 160 cm

Die Korngrößenzusammensetzung in %																		
1,7 – 1,2 mm	1,2 – 0,85mm	850 – 600 µ	600 – 420 µ	420 – 300 µ	300 – 210 µ	210 – 150 µ	150 – 105 µ	105 – 75 µ	75 – 50 µ	50 – 32 µ	32 – 16 µ	16 – 8 µ	8 – 4 µ	4 – 2 µ	0 – 2 µ	pH		Humus %	$CaCO_3$ %
																H_2O	KCl		
3	3,5	4	4	4	5	6	7,5	6	2,5	3,5	2	2,5	2,5	0,9	43,5	7,3	6,5	–	–

Zusammensetzung der Fraktion kleiner 1 Mikron in %					
Montmorillonit-gruppe (18Å-Mineralien)	Chloritgruppe (14Å-Mineralien)	Illitgruppe (10Å-Mineralien)	Kaolinitgruppe (7,15Å-Mineralien)	Quarz	Haematit u. Goeth.
---	---	Spur	90 %	10 %	Spur

Tab. 2: Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der Probe III-1-12

intensiv roter, tonreicher Sande[1] in den sonst braunen bis dunkelbraunen Karstlehmen der Albüberdeckung. Die rote Farbe des Sedimentes hält mit geringen Abwandlungen bis in eine Tiefe von über 150 cm an. Bei allen Einzelproben der dort ausgeführten Bohrung kann innerhalb der Fraktion der Tone die Kaolinitvorherrschaft nachgewiesen werden. In den oberen Lagen besteht das Sediment aus tonhaltigen Fein- und Grobsanden, während in den tieferen Schichten die kleineren Korngrößen der psammitischen Bestandteile überwiegen.

Ein Anteil von über 40% der Fraktion 8 - 50 Mikron in einer Tiefe von 150 cm (Probe III-20-5) ist auf eine relativ starke chemische und mechanische Zerlegung des Substrats zurückzuführen. Es liegt hier keinesfalls ein äolisches Sediment vor. Dagegen sprechen wesentliche Unterschiede gegenüber den echten äolischen Ablagerungen des Arbeitsgebietes, wie beispielsweise Farbe und insbesondere der Schwermineralgehalt, der nichts mit äolischen Schwermineralgesellschaften gemein hat.
In einer Tiefe von 25 cm (Probennummer III-20-2) befindet sich ein toniger, fein- bis mittelkörniger Sand[2], dessen Tonkomponente ebenfalls nahezu ausschließlich aus Kaolinit besteht und somit ein Relikt einer fossilen, alttertiären Verwitterung darstellt. Andere Tonminerale sind nicht vertreten. Lediglich etwas Quarz und Goethit können in der Fraktion kleiner 1 Mikron nachgewiesen werden. Die bemerkenswerte Zweiphasigkeit und die Abrollung bzw. Kantenrundung der Quarzkörner deuten darauf hin, daß die roten Sedimente Umlagerungsprozessen unterworfen waren. Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der Probe III-20-2 sind in der Tabelle 3 Seite 60 zusammengefaßt.

Vormiozäne Verwitterungszonen, die mit diesen Ergebnissen unmittelbar vergleichbar sind, wurden u.a. auch bei Boncelle in der Nähe von Lüttich als 9 m mächtige rote Böden mit 100% Kaolinit in der Tonfraktion nachgewiesen (Levelt 1965).

---

1) Farbe im bodenfeuchten Zustand 10 R 4/8 red.
2) Farbe im bodenfeuchten Zustand 10 R 4/4 red.

Probennummer: III-20-2
Höhe der Bohrstelle: 590 m über NN
Tiefe der Probe: 25 cm

Die Korngrößenzusammensetzung in %																		
1,7 – 1,2mm	1,2 – 0,85mm	850 – 600 µ	600 – 420 µ	420 – 300 µ	300 – 210 µ	210 – 150 µ	150 – 105 µ	105 – 75 µ	75 – 50 µ	50 – 32 µ	32 – 16 µ	16 – 8 µ	8 – 4 µ	4 – 2 µ	2 – 0 µ	pH		Humus %	$CaCO_3$ %
																H_2O	KCl		
0,6	0,6	1	3	8	13,5	14	17,5	12,5	2	3	5	0,3	2	0,8	16	7,8	7,0	0,2	1,7

Zusammensetzung der Fraktion kleiner 1 Mikron in %					
Montmorillonitgruppe (18Å-Mineralien)	Chloritgruppe (14Å-Mineralien)	Illitgruppe (10Å-Mineralien)	Kaolinitgruppe (7,15Å-Mineralien)	Quarz	Goethit
---	---	Spur	90 %	5 %	5 %

Tab. 3: Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der Probe III-20-2

Wie oben bereits ausgeführt[1], sind seit längerer Zeit in verschiedenen Teilen Europas außerordentlich tiefgründige Verwitterungszonen, die aus dem Alttertiär stammen, mit besonderer Aufmerksamkeit erfaßt und beschrieben worden. Sie erreichen allerdings nicht immer eine so extreme Kaolinitdominanz wie die Proben III-60-5, III-1-12 und III-20-2 aus der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb.

Im Mittel- und Oberoligozän führte die chemische Verwitterung nicht mehr ausschließlich zu kaolinitischen Tonmineralien. Trotzdem wird in der Tonfraktion durchwegs ein bemerkenswertes Kaolinitübergewicht erreicht. In Ablagerungen aus dem Mitteloligozän kommen nach Birkenhauer (1970) im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges noch Kaolinitkonzentrationen bis 50% vor.

Die im Oligozän auftretenden episodischen Trockenperioden mit aufsteigender Perkolation werden einen Teil der in den Roterden auftretenden Verkieselungen hervorgerufen haben. Mobile Kieselsäure aus den Zersetzungsprodukten des Dolomits der ehemaligen Schwammriffe lagerte sich bei starker Reduzierung der Bodenfeuchtigkeit zu festen Quarzmineralien und Kieselkonkretionen zusammen. Die Entmischung der Kolloide konnte unter derartigen Bedingungen bevorzugt ablaufen. Die Trockenheit während gewisser Phasen des Oligozäns, insbesondere des Unteroligozäns, kann u.a. durch das Auftreten einer Steppenfauna belegt werden (Birzer 1939). Ein bedeutsamer Hinweis auf das Alter mindestens eines Teiles der Verkieselungen ist auch in der Tatsache ihres gemeinsamen Vorkommens mit umgelagerten, alttertiären Bohnerzresten zu sehen. Hierin zeigt sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit einigen vorwiegend aus Kaolinit bestehenden Rotlehmen der Karstlandschaft am Nordrand der Causses in Südfrankreich, denn diese eozän-oligozänen Ablagerungen besitzen ebenfalls Quarz- und Bohnerzeinschlüsse (Dörrer 1971).

1) Vgl. Seite 51 und Seite 57.

Auch jüngere Abschnitte des Tertiärs weisen allerdings deutliche Trockenperioden auf, in denen die Dynamik der Silifizierungsprozesse sehr groß gewesen sein muß. Allein im Miozän gab es in Mitteleuropa nach Bakker und Levelt (1964) wenigstens drei Perioden der Quarzitbildung auf Kalken und Mergeln. In dieser erdgeschichtlichen Epoche führte die Verwitterung und Tonneubildung aber in keinem Falle mehr zu einer hervorstechenden Kaolinitvorherrschaft. Die in den Verwitterungszonen der tonigen und lehmigen Albüberdeckung besonders zahlreich auftretenden Hornsteine, die gelegentlich einen Durchmesser von mehreren Zentimetern erreichen, bekunden somit postsedimentäre, konkretionäre Phänomene. Sie können als Derivate des quarzhaltigen Dolomits abgetragener Horizonte angesehen werden. Neben den teilweise voluminösen Verkieselungen ist aber auch der oftmals erstaunlich hohe Prozentsatz an Quarzmineralien in der Fraktion kleiner 1 Mikron eine beachtenswerte Tatsache.

Zusätzlich zu den bereits zitierten Beispielen der Proben III-20-2, III-60-5 und III-1-12 sollen stellvertretend aus einer größeren Anzahl einige weitere charakteristische Bodenproben mit deutlicher Kaolinitvorherrschaft in der Tonfraktion aufgeführt werden. Einen Überblick über Quarzgehalt und Tonmineralzusammensetzung dieser Proben vermittelt die Tabelle 4 Seite 63. Besonders bemerkenswert ist hierbei die Erscheinung, daß Kaolinitdominanz und hoher Quarzgehalt zusammenfallen. Darüberhinaus kann bei deutlichster Kaolinitvorherrschaft auch die größte Quarzkonzentration festgestellt werden[1)]. Der Quarzgehalt in der Fraktion kleiner 1 Mikron der meisten anderen Proben, die viel geringere Kaolinitmengen aufweisen, liegt zwischen 1% und 10% oder darunter.

Während der eozänen und unteroligozänen Verwitterungsphase wurde durch die landschaftsgestaltende Kraft des wechselfeucht warmen Klimas der Grundstock der morphologischen Elemente der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb geprägt. Die Herauspräparierung des Reliefs begann von einem Niveau

1) Vgl. Seite 61.

Proben-nummer	Tiefe der Probe in cm	Der Tonmineralgehalt				Quarz
		Montmorillonitische Tonmin.	Chloritische Tonmin.	Verhältnis Kaolinit	Verhältnis Illit	
I-7-1	20	-	-	6	4	15-20 %
III-1-1	20	-	Spur	6	4	15-20 %
III-1-5	70	-	-	8	2	20-25 %
III-1-6	85	-	-	9	1	25-30 %
III-7-3	130	Spur	-	6	4	12-15 %
III-15-3	60	Spur	-	7	3	12-15 %
III-45-2	40	-	-	7	3	12-17 %

Tab. 4: Quarzgehalt und Tonmineralzusammensetzung in der Fraktion kleiner 1 Mikron bei einigen ausgewählten Proben

aus, das erheblich über dem der heutigen Karstknocks gelegen haben muß. Durch die Abtragung der Landschaft seit dem Alt- und Mitteltertiär ist dieses Niveau wesentlich tiefer gelegt worden. Jener ursprüngliche Horizont kann chronologisch mit den oligozänen Flächenresten im alten Gebirge Ostbayerns (Büdel 1951) und den oligozänen Verebnungen, die u.a. im Odenwald gefunden wurden (frdl. mündl. Mitt. v. Prof. Bakker) in Vergleich gesetzt werden. Die heute noch sehr deutlich auftretende Gipfelflur der höchsten Karstkuppen ist somit ein tiefer projiziertes Abbild eines einstmaligen Kuppenhorizontes. Dabei sind, wie u.a. Blume (1970) betont, unter tropischem Klima neben der Kuppenbildung noch viele andere Karstformen möglich[1]. Die Ausformung von Karstkuppen ist somit im wesentlichen von der unmittelbaren Ausprägung des tropischen Klimas, der Zusammensetzung und Mächtigkeit des karbonatischen Substrats und seiner hydrologischen Gegebenheiten abhängig. Die ungefähr gleiche Höhenlage der Kuppengipfel bei benachbarten Karstknocks kann u.a. aus der Karte 4, der Kuppenlandschaft um Engelsberg, entnommen werden.

Bei einer Temperaturerhöhung um 10 °C verdoppeln sich Intensität und Geschwindigkeit der chemischen Reaktionsabläufe. Organische Säuren in Form von Wurzel- und Humussäuren tragen zur biochemischen Verwitterung bei. Die durch biologische Vorgänge erhöhte Konzentration des Kohlendioxidgases, dessen Partialdruck in der Atmosphäre wesentlichen Einfluß auf die Lösungsdynamik von Kalken und Dolomiten hat, verstärkt die korrosiven, gesteinszersetzenden Prozesse. Auch das Phänomen der Mischkorrosion nach Bögli (1964) muß hierbei in Erwägung gezogen werden. Unter tropischen meteorologischen Voraussetzungen ist die Bildung von Stickstoffoxiden und Salpetersäure durch elektrische Entladungen während Gewitterregen unvergleichlich bedeutsamer als unter gemäßigten Klimabedingungen. Alle diese Erscheinungen zusammen bewirken eine erhebliche Verstärkung der Dynamik des Löse- und Zersetzungsvorganges auf

1) Vgl. auch H. Lehmann (1954, 1956, 1970).

dem karbonatischen Muttergestein. Die dazu notwendige Feuchtigkeit war zur Zeit der Bildung der vorwiegend kaolinithaltigen Tone im Eozän und Unteroligozän auf jeden Fall gegeben, denn nur bei stärkerer Bodenauswaschung entwickelt sich durch Mineralneubildung das Tonmineral Kaolinit. Bei geringerer Bodenauswaschung kommt es dagegen zur Bildung von Montmorillonit (Bremer 1967). Eine für die Kaolinitentstehung notwendige Feuchtigkeit von 10 und mehr humiden Monaten pro Jahr ist nach Blume (1970) gerade für die geomorphologische Entwicklung eines Kuppenkarstes erforderlich.

Bei derartig gestalteten Klima- und Landformungsbedingungen sind besonders auf Kalken und Dolomiten steile Wände bevorzugt[1)], weil an ihnen das Niederschlagswasser auf dem noch unzersetzten Anstehenden rasch ablaufen kann. Die wuchernde Vegetation findet somit keinen so guten Ansatzpunkt wie am Fuße der relativ steilen Wände der Karstkuppen. Auch Pfeffer (1970) hat im Karstgebiet von Jamaika die Tatsache beobachtet, daß die Bodendecke vom oberen Teil der Kuppen abgespült wird, während das Gelände selbst „im Bauxit ertrinkt". Die Fußzone der Karstknocks trägt somit unter den erwähnten Bedingungen eine dauernd durchfeuchtete Schicht von Verwitterungsrückständen mit reichem Leben an Mikroorganismen tierischer und pflanzlicher Natur. Sie ist als Aktionszentrum der Verwitterung, Lösung und Kuppenformung anzusehen. Nur Leben in nicht fließendem Wasser kann über längere Zeit eine erhebliche, lokal wirksame, biochemische Aktivität entwickeln. Auf diese Art und Weise erfuhren die muldenförmigen Hohlformen des damaligen Geländes eine randliche Ausweitung zu den umgebenden Karstkuppen. Die aktive Lösungsunterschneidung wurde durchaus nicht generell von stratigraphischen Gegebenheiten diktiert.

Es kann festgehalten werden, daß wesentliche morphogenetische Abläufe im Entwicklungsgang der Landformen der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb an die normative Kraft der intensiven Verwitterungs- und Abtragungsprozesse

1) Vgl. u.a. Louis (1961), Büdel (1971).

während der eozänen und oligozänen Phase vorwiegender Kaolinitverwitterung gebunden sind. Auch Birzer (1969) hat in der Südlichen Frankenalb das im Norden an die Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse anschließende Gelände als alttertiäre Landoberfläche gedeutet. Die ehedem entstandenen Landformen sind, unter teilweise starker posttertiärer klimamorphologischer Modifizierung, bis auf die heutige Zeit erhalten geblieben.

2. Die Talpässe, Relikte einer mitteltertiären Talbildung

Zwischen den girlandenartig, oft hufeisenförmig angeordneten Karstknocks der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb liegen gegenwärtig erheblich über dem Trockentalniveau und weit über der Höhenlage der aktiven, dauernd durchflossenen Täler, ganz flache Einsattelungen oder Talpässe. Sie besitzen in unmittelbarer Nachbarschaft ein ähnliches bzw. absolut gleiches Niveau. Aus der Karte 4, der Kuppenlandschaft um Engelsberg, kann diese Tatsache leicht entnommen werden. Die Talpässe stellen den Rest eines ursprünglichen, sehr flachen Talsystems aus einer frühen Talbildungsphase dar. In ihren Sedimenten und Böden sind rote, fossile, kaolinithaltige Verwitterungsprodukte noch relativ zahlreicher anzutreffen als in den tieferen Teilen der Karstlandschaft der Kuppenalb. Die Kaolinitkonzentration beträgt an einigen besonders günstig gelagerten Stellen 80% bis 90% (Bodenproben III-22-11 bzw. III-23-10)[1]. Bei anderen Proben wird wenigstens in größeren Bodentiefen ein Kaolinitanteil in der Tonfraktion von 40% bis 80% gefunden. Auch hier ist die Tatsache zu berücksichtigen, daß wegen des langen Zeitraums, der seit ihrer Entstehung verstrichen ist, ein Großteil der ehemaligen Verwitterungsrückstände völlig abgetragen und entfernt wurde. Die aufgefundenen fossilen Verwitterungs- und Akkumulationsprodukte können sich nur an wenigen, günstig strukturierten Stellen der verkarsteten Landschaft erhalten haben; es handelt sich somit in jedem Falle um singuläre Restlagen.

1) Vgl. dazu die Tabellen 5, 6 und 7.

Aus dem Formentypus der fossilen Talpässe und ihrer zugehörigen Mineralgesellschaft sollen zwei Beispiele genauer behandelt werden:
Im Sattelniveau von 565 m - 575 m am Fuchsberg im Westen von Frechetsfeld dokumentieren zwei ungefähr 300 m auseinanderliegende Bohrungen die beschriebenen Gegebenheiten. Die Bohrung III-22 am Südostfuß des Fuchsberges[1] besteht an der Oberfläche aus einem fein- und mehlsandhaltigen, braunen Ton (Farbe im bodenfeuchten Zustand 10 YR 5/6 yellowish brown). Mit zunehmender Tiefe werden die kryptoklastischen Korngrößen systematisch geringer, während die mikroklastische, also psammitische Fraktion die Oberhand gewinnt. Die Sedimente nehmen teilweise eine intensiv rote Farbe an (10 R 4/6 red). Wie die Bohrung zeigt, reichen die sandigen, roten Sedimente auf jeden Fall bis in eine Tiefe von 330 cm. In dieser Schicht drehte sich der Handbohrer fest, so daß ein Vordringen in noch größere Tiefe unmöglich wurde.
Während die Ablagerungen bis ca. 100 cm Tiefe jüngerer Entstehung sind, da das Verhältnis der Tonmineralien Kaolinit zu Illit ausgeglichen ist, nimmt das Alter der Sedimente in größerer Tiefe rasch zu. Das Verhältnis der Tonmineralien Kaolinit zu Illit beträgt in 130 cm Tiefe 6,5 : 3,5 und in 330 cm Tiefe 8 : 2 . Der Illitanteil ist aber auch an der tiefsten Stelle der Bohrung deutlich nachweisbar. Im Vergleich zu den Bodenproben, die im vorangehenden Kapitel beschrieben wurden und die durch eine absolute Kaolinitdominanz gekennzeichnet sind, muß dieses Sediment ein etwas jüngeres Alter besitzen. Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion ausgewählter Proben der Bohrung III-22 geben die Tabellen 5 Seite 69 und 7 Seite 71 wieder.

Die Bohrung III-23 wurde am Rande des Sattelniveaus des Fuchsberges[1] ausgeführt. Das Histogramm der granulometrischen Analyse ergibt eine ganz ähnliche Verteilung der Anteile der Korngrößen wie im vorangehenden Beispiel. An der

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. auch die Morphologische Übersichtskarte sowie die Karte 3.

Oberfläche liegen lehmige Sedimente aus feinem und mittelkörnigem Sand mit einer beachtenswerten Tonkomponente. Mit zunehmender Tiefe wird der Tonanteil geringer und der Sandanteil in den feineren Fraktionen größer. Bis zu einer Tiefe von 250 cm wechselt die Farbe des Sedimentes sehr stark (10 YR 6/6 brownish yellow um 50 cm, 5 YR 6/6 reddish yellow um 150 cm und 5 YR 8/1 white um 250 cm Bodentiefe); bei 300 cm liegen wiederum rote, mittelkörnige und grobsandige Sedimente vor (2,5 YR 5/8 red). Mit dem Farbwechsel vollzieht sich auch ein Wechsel im Verhältnis der Tonminerale Kaolinit zu Illit. Während in den höheren Schichten beide Tonminerale ungefähr in gleichen Konzentrationen vertreten sind, überwiegt Kaolinit in einer Tiefe von ca. 300 cm eindeutig (Verhältnis 4 : 1); Illit ist aber bereits einwandfrei vorhanden. Die Korngrößenverteilung und die Zusammensetzung der Tonfraktion der nach gemeinsamer Voruntersuchung zur Analyse gebrachten Proben der Bohrung III-65 geben die Tabellen 6 Seite 70 und 7 Seite 71 wieder.

Die alten, hochgelegenen Talbodenreste hatten vor der pliozänen Heraushebung der Fränkischen Alb die Aufgabe der Entwässerung zu größeren Vorflutern, bzw. zu dem im Süden sich ausbreitenden Molassemeer, das bis zum Miozän das Sammelbecken des abfließenden Wassers bildete. Für die Einlieferung der heute als Talpässe in Erscheinung tretenden morphologischen Phänomene durch fließendes Wasser sprechen typische zweiphasige Sedimente[1], deren Ton- und Sandanteile sehr hoch sind. Auch das Vorkommen von kantengerundeten Verkieselungen und gerollten, verfrachteten Bohnerzkörnern als Gemengebestandteile in den roten, alten Sedimenten ist ein Indiz für die fluviatile Arbeit.
Durch die pliozäne Hebung und Schrägstellung der karbonatischen Gesteine der Fränkischen Alb mußte der Karstwasserspiegel absinken. Damit verfielen die ehemaligen breiten und flachen Entwässerungstäler weitgehend der Fossilität. Sie gingen aus dem geomorphologisch aktiven Zustand permanenter

1) Vgl. Bakker und Müller (1957).

Probennummern: III-22-1 bis III-22-11
Höhe der Bohrstelle: 575 m über NN

Proben-nummer	Tiefe der Probe in cm	Die Korngrößenzusammensetzung in %																pH		Humus %	$CaCO_3$ %
		1,7 – 1,2 mm	1,2 – 0,85mm	850 – 600 µ	600 – 420 µ	420 – 300 µ	300 – 210 µ	210 – 150 µ	150 – 105 µ	105 – 75 µ	75 – 50 µ	50 – 32 µ	32 – 16 µ	16 – 8 µ	8 – 4 µ	4 – 2 µ	2 – 0 µ	H_2O	KCl		
III-22-1	0– 30	0,2	0,3	0,5	0,4	0,6	1,5	3,5	9	9	5	8,5	6,5	8	1,5	2,5	43	–	–	1	–
III-22-2	30– 60	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,5	2	39,5	22	5,5	1,5	2	1	3,5	2,5	21	7,0	6,0	0,3	–
III-22-3	60– 85	1	1	2,5	6,5	14,5	17	11	20	5,5	1	1,7	0,3	2	0,4	2	14	–	–	0,2	–
III-22-4	85–100	–	0,1	0,2	1	6,5	17,5	31	23,5	3	1	0,5	1	0,2	1,5	–	13	7,1	6,2	0,2	–
III-22-5	100–130	3	13,5	29	15,5	5	5	5	6,5	1	0,5	0,6	0,3	2	–	1,5	15	–	–	0,1	–
III-22-6	130–170	0,2	0,3	1	1,5	5,5	28	26	9,5	3	1,5	–	1,5	1	2,5	2	18	6,7	6,0	0,3	–
III-22-8	170–230	5	6,5	14,5	19,5	12	12	7	2,5	1,5	0,5	1	0,5	0,5	2	0,5	14,5	6,5	6,1	0,2	–
III-22-10	230–300	2,5	9,5	16	18	13	11	6	3,5	2	1	1	1,5	1,5	0,5	2	10,5	7,2	6,5	–	–
III-22-11	300–330	6,5	10	18,5	20	10,5	8,5	5	2,5	1,5	0,7	1,2	0,3	3	0,2	1,5	10	–	–	0,1	–

Tab. 5: Die Korngrößenverteilung der Proben des Profils III-22 am Fuchsberg bei Frechetsfeld

Probennummern: III-23-1 bis III-23-10
Höhe der Bohrstelle: 565 m über NN

Probennummer	Tiefe der Probe in cm	Die Korngrößenzusammensetzung in %																	pH		Humus %	$CaCO_3$ %
		1,7 - 1,2 mm	1,2 - 0,85mm	850 - 600 µ	600 - 420 µ	420 - 300 µ	300 - 210 µ	210 - 150 µ	150 - 105 µ	105 - 75 µ	75 - 50 µ	50 - 32 µ	32 - 16 µ	16 - 8 µ	8 - 4 µ	4 - 2 µ	2 - 0 µ		H_2O	KCl		
III-23-1	0- 60	0,7	0,9	1,5	3,5	8,5	11,5	11	10	5,5	3	3,5	3	4,5	1,5	2,5	30		-	-	1,3	9,7
III-23-3	60-100	0,5	0,5	4	22,5	20	13	8	6	2,5	1,5	0,5	1,5	0,5	1,5	1	16,5		7,5	6,6	0,3	-
III-23-5	100-190	0,1	0,4	1	5	20	23	14,5	16	3,5	1	1,9	0,1	1	2	0,5	10		7,1	6,6	---	-
III-23-7	190-240	0,1	0,1	0,4	1,5	4,5	6	4,0	12	28	10,5	4,5	3,5	2,5	3,5	4	14,5		7,0	6,6	-	1,8
III-23-8	240-275	0,2	0,2	0,7	1,5	2,5	2,5	2	5,5	33	14	6,5	4,5	4	2	4,5	16,5		-	-	0,1	-
III-23-9	275-300	0,5	0,7	2	8,5	19	21	17,5	9,5	4,5	1,5	2	0,5	1,5	1	1,5	9,5		7,3	6,7	0,1	-
III-23-10	300-330	0,2	0,3	1,5	7,5	16	21	26	10,5	2	0,8	0,8	0,7	2,5	-	2	8		-	-	0,1	-

Tab. 6: Die Korngrößenverteilung der Proben III-23 am Fuchsberg bei Frechetsfeld

Profil- und Probennummer	Tiefe der Probe in cm	Der Tonmineralgehalt				Quarz
		Montmorillonitische Tonmin.	Chloritische Tonmin.	Verhältnis		
				Kaolinit	Illit	
Profil III-22						
III-22-3	60- 65	-	-	5	: 5	2-4 %
III-22-5	100-130	Spur	-	6,5	: 3,5	1-2 %
III-22-11	300-330	-	-	8	: 2	0-1 %
Profil III-23						
III-23-1	0- 60	-	-	5	: 5	1-2 %
III-23-7	190-240	-	-	5	: 5	2-4 %
III-23-10	300-330	-	-	9	: 1	0-1 %

Tab. 7: Der Tonmineralgehalt ausgewählter Proben der Profile III-22 und III-23 am Fuchsberg bei Frechetsfeld

fluviatiler Entwässerung langsam in den Zustand verkarsteter, trocken gefallener Abflußbahnen über. Die Erhaltung alter Verwitterungs- und Akkumulationsprodukte war demnach an diesen Stellen in sporadischen Schutzlagen möglich.

Paläontologisch sind die Lehme und Sande der Talpässe kaum zu datieren. Die noch recht hohe Verwitterungsdynamik unter Bildung von Verwitterungsrückständen mit einem Kaolinitgehalt zwischen 40% und 80% spricht für ein oberoligozänes, auf jeden Fall für ein altmiozänes Alter.

Das morphologische Geschehen während der teilweise noch wechselfeucht warmen Verwitterung des Oligozäns, das den eozänen Grundstock der Landformen der Mittleren Frankenalb weiter ausformte, hat die Anlage des ehemaligen Talverlaufs über die heutigen Talpässe vorgezeichnet. Die Lösung und Abtragung des karbonatischen Untergrundes vollzogen sich auch noch während der Evolutionsphase der mitteltertiären Talbildung größtenteils unabhängig von der Beschaffenheit der löslichen Gesteine, wenn auch kleinklimatische und edaphische Erscheinungen den Einfluß der großklimatischen Wirkungen möglicherweise modifizierten.

Das Klima des Miozäns hatte nur mehr einen abgeschwächten randtropischen Charakter in Form eines warmen Feuchtsteppenklimas mit winterlicher Trockenzeit (Jessen 1938). Die im Vergleich zu den ältesten eozän-unteroligozänen Verwitterungsresten weniger ausgeprägte Kaolinitdominanz höherer Schichten in den Bohrprofilen III-22 und III-23[1] ist durch diesen Klimaumschwung erklärbar. Im Pliozän erfolgte eine weitere sehr deutliche Klimaverschlechterung. Levelt (1965) fand für pliozäne Verwitterungsreste, die in einem sommerfeuchten Palmgrenzklima entstanden sind, Kaolinitwerte von 10% bis 20%. Birkenhauer (1970) gibt für das Oberpliozän noch Kaolinitkonzentrationen von 10% bis 25% an. Das Auftreten kleiner, gerollter, u.U. mehrfach umgelagerter Bohnerzkörner kann ebenfalls mit einem oberoligozänen Alter der Sedimente auf den Talpässen in Einklang gebracht werden,

1) Vgl. Tabelle 7 Seite 71.

denn das primäre Bohnerz hat nach Dehm (1935) ein unter-oligozänes oder höheres Alter.

Quartäre Böden haben nur mehr einen Kaolinitgehalt von 5% bis 10% (Levelt 1965), wobei allerdings auch gewisse Anteile aus den Umformungs- und Umarbeitungsprozessen fossiler Böden stammen könnten, denn nach Bakker (1960) sind postpliozäne Kaolinitbildungen in Mitteleuropa nicht von Bedeutung.

Das Alter der Talpässe, die flache Einsattelungen zwischen den Karstknocks bilden, ist somit auf Grund morphologischer Überlegungen und tonmineralogischer Befunde dem Oligozän und u.U. noch dem beginnenden Miozän zuzuordnen. Dieser Befund aus der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb weist weitgehende Übereinstimmungen mit Ergebnissen auf, welche in Landschaften gewonnen wurden, die mit dem Untersuchungsgebiet in vielen Belangen vergleichbar sind. Höhl (1963) forderte für das ursprüngliche Relief der Siegritz-Voigendorfer-Kuppenlandschaft in der Nördlichen Fränkischen Alb eine miozäne oder ältere Entstehungszeit. Im Karst der Böhmischen Masse hat Panoš (1964) alttertiäre, auf jeden Fall vor der Miozäntransgression angelegte Muldentäler nachgewiesen, die nach der Beschreibung möglicherweise mit den Talpässen des Untersuchungsgebietes genetisch in Einklang zu bringen sind.

3. Jungtertiäre Talentwicklungsprozesse

Mit der pliozänen Hebung setzte eine landschaftsgenetisch bedeutende neue Phase der Taleintiefung ein. Die alten, vererbten Reliefgenerationen wurden dabei einem erheblichen Umformungsprozeß ausgesetzt. Teilweise werden wohl die überkommenen Talzüge aus dem wechselfeucht warmen Klima des Eozäns und frühen Abschnitten des Oligozäns ausgeräumt und tiefer gelegt worden sein; teilweise wurden aber neue Täler angelegt, und die benachbarten alten traten durch Absenkung des Karstwasserspiegels in einen karstmorphologischen Ruhezustand mit weitgehend beharrender Tendenz ein. Die Kalk- und Dolomitkuppen erfuhren bei der kräftig einsetzenden neuerlichen Talbildung eine verstärkte Herauspräparierung.

Die jungtertiären Talzüge, die im Quartär noch weiter überarbeitet und umgeformt wurden, weisen in ihrem sedimentologischen Aufbau oftmals auf eine sehr wechselvolle Abtragungs- und Akkumulationsgeschichte hin. Bei einigen stellt der Sortierungsgrad des Sediments im Histogramm der granulometrischen Analyse eine alternierende, mehr oder weniger kräftige Arbeit des fließenden Wassers unter Beweis. Im Bohrprofil III-1, das 500 m südlich von Schwend[1] aufgenommen wurde, schwanken beispielsweise die jeweiligen Anteile der Pelite, Psammite und Psephite[2] sehr erheblich. Das Ergebnis der granulometrischen Analyse gibt die Figur 1 Seite 75 wieder. Entsprechend der recht unterschiedlichen Sedimentzufuhr in den fluviatilen zweiphasigen Ablagerungen wechselt auch der Kaolinit- und Quarzmineralanteil der Fraktion kleiner 1 Mikron mit der Tiefe sehr stark. In 160 cm Bodentiefe bei Probe III-1-12 liegen extrem alte Verwitterungsprodukte vor, deren Tonminerale nahezu ausschließlich aus Kaolinit bestehen. Sie waren längst vor der jungtertiären fluviatilen Sedimentation gebildet worden und sind hier vor der nachträglichen Abtragung und vollständigen Beseitigung geschützt gewesen. In etwas höheren Bodenschichten ist aber bereits der Illitanteil recht bedeutend; er nimmt gegen die Oberfläche wieder etwas ab. Offensichtlich wurden hier bereits fossile Verwitterungsprodukte aus aufgeschlossenen Restlagen auf das bereits abgelagerte, genetisch jüngere Sediment gespült und konnten bis auf die heutige Zeit erhalten werden. Daß der hohe Feinsandgehalt (z.B. bei Bodenprobe III-1-3) nicht äolischer Natur ist, beweist die Analyse der Schwermineralien, die von der echter niveo-äolischer Schwermineralgesellschaften deutlich abweicht. Das Sediment unterscheidet sich auch in seiner makroskopischen Körnungsart und seiner Farbe in auffallender Weise von den typischen äolischen Ablagerungen des Untersuchungsgebietes.

Im Bohrprofil III-5, das in der trockenen Talung zwischen

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. auch die Morphologische Übersichtskarte
2) Vgl. Fußnote Seite 27.

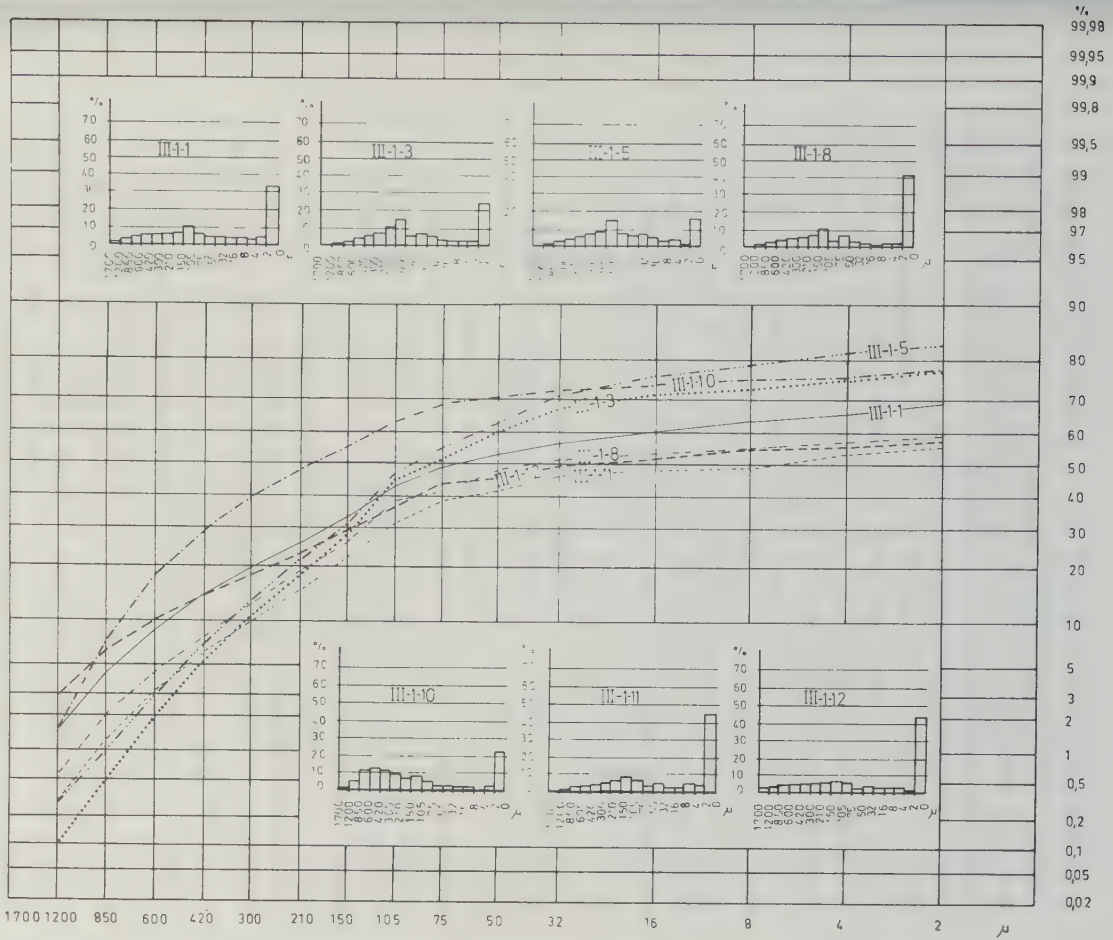


Fig 1 BOHRPROFIL III-1 SEDIMENTATIONSFOLGE MIT ALTERNIERENDEN POLYGENETISCHEN ABLAGERUNGEN (Kuppenalb bei Schwend)

Poppberg und Wolfertsfeld[1] in 560 m über NN aufgenommen wurde, sind ebenso wie bei Bohrung III-1 fossile, kaolinithaltige, zweiphasige Sedimente über jungtertiären, fluviatil angeschwemmten Akkumulationsprodukten abgelagert. Unter einer singulären, kaolinitreichen Oberflächenprobe, die auch durch ihre intensiv rote Farbe (10 R 5/8 red) gekennzeichnet ist, halten sich die Kaolinit- und Illitkonzentrationen ungefähr die Waage. Mit zunehmender Tiefe gewinnt der Kaolinitanteil des Tons in den braun bis gelb gefärbten, zweiphasigen Lehmen stetig an Bedeutung, bis er bei 170 cm wieder ungefähr 70% in einem roten, tonreichen, mittelkörnigen Sand erreicht (Farbe im bodenfeuchten Zustand 10 R 4/8 red). Die Ergebnisse der granulometrischen und tonmineralogischen Analyse des Bohrprofils III-5 geben die Tabellen 8 und 9 auf den Seiten 77 und 78 wieder.

Diese Beispiele von Ablagerungen aus einer noch präquartären Talbildungsphase könnten in beliebigem Umfange vermehrt werden. Fast jede trockene Talung bzw. annähernd jede kesselartige, hufeisenförmige Senke der Kuppenalb der Mittleren Fränkischen Alb weisen in isolierten, günstig gelagerten Positionen zweiphasige, in der Regel rot gefärbte Sedimente mit einem Kaolinitanteil von ca. 20% bis 60% auf, die fossiler Natur sind. Die Profile III-1 und III-5 stehen also stellvertretend für viele andere. Auch die Analysenergebnisse einiger Proben der Bohrungen III-8, III-28, III-45 usw. erhärten die morphogenetischen Überlegungen über die jungtertiäre fluviatile Arbeit.

Einzelne, gegenwärtig trocken liegende Talungen zwischen dem vererbten Altrelief müssen auf Grund umfangreicher Ablagerungen von schweren bis sehr schweren Tonen längere Phasen extremer gravitativer Sedimentationsdifferenzierungen unter Bildung charakteristischer Sumpftone durchgemacht haben[2]. Zu einer extremen Versumpfung konnte es in bestimmten Regionen der Mittleren Frankenalb nur bei absoluter

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. auch die Eintragungen in der Morphologischen Übersichtskarte.
2) Vgl. besonders auch die Gegebenheiten in der Siegritz-Voigendorfer Kuppenlandschaft bei Höhl (1963).

Probennummern III-5-1 bis III-5-7
Höhe der Bohrstelle: 560 m über NN

Probennummer	Tiefe der Probe in cm	Die Korngrößenzusammensetzung in %																pH	
		1,7 - 1,2 mm	1,2 - 0,85 mm	850 - 600 µ	600 - 420 µ	420 - 300 µ	300 - 210 µ	210 - 150 µ	150 - 105 µ	105 - 75 µ	75 - 50 µ	50 - 32 µ	32 - 16 µ	16 - 8 µ	8 - 4 µ	4 - 2 µ	2 - 0 µ	H_2O	KCl
III-5-1	20	2	1,5	2,5	4	5	6,5	6	9	6,5	2,5	1,5	4	4	1	4,5	40	6,4	n.b
III-5-3	50	1,5	1,5	2	3	3,5	5	6	8,5	6	3	4,5	3,5	4,5	2	3	43	7,2	6,2
III-5-4	90	0,9	2,5	3	4,5	6	7	8	11	8,5	3,5	3	3	2,5	1,5	3	32	7,1	6,5
III-5-6	130	1	2,5	3	4	6	6,5	7,5	11	10	4,5	4,5	3	2,5	0,8	2,5	31	7,1	6,2
III-5-7	170	0,9	2	3	4,5	6	6	6,5	11	8,5	3,5	3,5	3	2,5	2	3	34	7,3	6,3

Tab. 8: Die Korngrößenverteilung des Profils III-5 aus dem Trockental zwischen Poppberg und Wolfertsfeld

Der Tonmineralgehalt							
Proben-nummer	Tiefe der Probe in cm	Montmoril-lonitische Tonmin. (18Å-Min.)	Chloriti-sche Tonmin. (14Å-Min.)	Verhältnis Kaolinit (7,15Å-Min.)	Verhältnis Illit (10Å-Min.)	Quarz	Goethit
III-5-1	20	Spur	-	8	2	10-15%	5%
III-5-3	50	Spur	-	5	5	10-15%	5%
III-5-4	90	Spur	-	6	4	10-15%	5%
III-5-6	130	-	-	6	4	10-15%	5%
III-5-7	170	-	-	7	3	10-15%	5%

Tab. 9: Die Tonmineralzusammensetzung des Profils III-5 aus dem Trockental zwischen Poppberg und Wolfertsfeld

Verstopfung der subterranen karsthydrographischen Adern bzw. noch vor der Heraushebung der Alb kommen. Die Wasserbewegung und damit der Stofftransport psammitischer und psephitischer Korngrößen müssen fast ganz zum Stillstand gekommen sein.

An einigen Stellen des Untersuchungsgebietes werden besonders schwere Tone dieser Entstehungsart gefunden[1]. Der Anteil der Tonfraktion kleiner 2 Mikron beträgt gelegentlich 90% des Gesamtsediments; oft ergibt die granulometrische Analyse eine Tonkonzentration von 60% bis 80%[2]. Fast alle diese extrem schweren Tone besitzen schlecht auskristallisierte, weitgehend amorphe Tonmineralien[3]; trotzdem ist die Dominanz des Tonminerals Kaolinit eines der gemeinsamen Merkmale. Rein kaolinitische Sumpftone fehlen allerdings völlig. Sehr bemerkenswert ist die Tatsache, daß manche kaolinitreichen, sehr schweren Tone in der Fraktion kleiner 1 Mikron einen überdurchschnittlich hohen Quarzgehalt aufweisen. Der Illitanteil überwiegt lediglich bei einer der gefundenen Proben, aber auch hier wird das Tonmineral Kaolinit noch deutlich nachgewiesen. Bei dieser Probe ist auch der Quarzgehalt unbedeutend.

Insgesamt handelt es sich auf Grund des Kaolinitübergewichts, unter Berücksichtigung der Karsteigenschaft des Untersuchungsgebietes, ohne Zweifel um mio-pliozäne Sumpftone, die in unterschiedlichem Umfange noch etwas älteres, fossiles, quarz- und kaolinitreiches, sehr feines Verwitterungsmaterial sowie reine Lösungsrückstände des dolomitischen Muttergesteins aufgenommen haben. Im Diluvium und Postdiluvium waren offenbar die Bedingungen zur Ausbildung echter Sumpftone nicht mehr gegeben. Im gesamten Untersuchungsgebiet konnten keine Sedimente mit einem Tonanteil von über 60% in der granulometrischen Analyse gefunden werden, die auf Grund eines geringen Kaolinitanteils zwischeneiszeitlicher oder postpleistozäner Entstehung sein könnten. Die Hochphasen der Kaltzeiten des Diluviums scheiden als Bildungs-

1) Siehe Bohrgruppe III, Bohrungsnummern 12, 15, 16, 17, 31, 33 und 49 auf der Morphologischen Übersichtskarte
2) Vgl. Seite 29
3) Vgl. Fußnote 2) Seite 76.

zeiten der Sumpftone auf jeden Fall aus, da durch die vorwiegend physikalische Verwitterung in diesen erdgeschichtlichen Epochen das grobklastische Material vorherrschen müßte. Die Korngrößenverteilung einiger ausgewählter Proben von extrem schweren Tonen wurde in den Figuren 2 und 3 auf den Seiten 81 und 82 dargestellt.

Wenn der Kaolinitgehalt in den Böden und Sedimenten der Mittleren Fränkischen Alb 15% bis 20% oder wenig mehr beträgt, stammen die Verwitterungsprodukte noch aus dem ausgehenden Miozän und dem Pliozän, bzw. sind solche aus aufgeschlossenen und verfrachteten kaolinitreichen Restlagen beteiligt. Junge, posttertiäre Verwitterungs- und Akkumulationsprodukte enthalten nur mehr geringe Mengen an Kaolinit, meist nur 5% bis 10%. Gelegentlich ist dieses stabile Tonmineral, das zu seiner Entstehung einen gesteigerten chemischen Stoffumsatz benötigt, überhaupt nicht mehr vertreten. Die pliozänen und insbesondere die diluvialen und alluvialen Sedimente werden gekennzeichnet durch das Tonmineral Illit, d.h. seit dem ausgehenden Miozän sind die im Untersuchungsgebiet gebildeten Kalksteinbraunlehme vorwiegend illitführend.

In West- und Mitteleuropa weisen die rezenten, ackergrauen und lehmig braunen Böden des gemäßigten Laubwaldgürtels generell eine Illitdominanz als Indikator kühlerer und feuchter Verwitterungsvoraussetzungen auf. Selbst die Terra rossa des mittleren und westlichen Teils des mediterranen Gebietes ist durch ihre Illitvorherrschaft ausgezeichnet (Bakker 1966); somit ist keine Übereinstimmung in Entstehungsweise und Zusammensetzung mit den fossilen Rotlehmen der Frankenalb nachzuweisen. Die Verwitterung in der östlichen Umgrenzung des Mittelmeeres führte dagegen unter dem Vorzeichen bedeutend trockenerer klimatischer Bedingungen im überwiegenden Teile bis zum Montmorillonit (Bakker 1966). Dieses Tonmineral tritt in den Verwitterungs- und Akkumulationsprodukten der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb generell nur in ganz geringfügigen Prozentsätzen

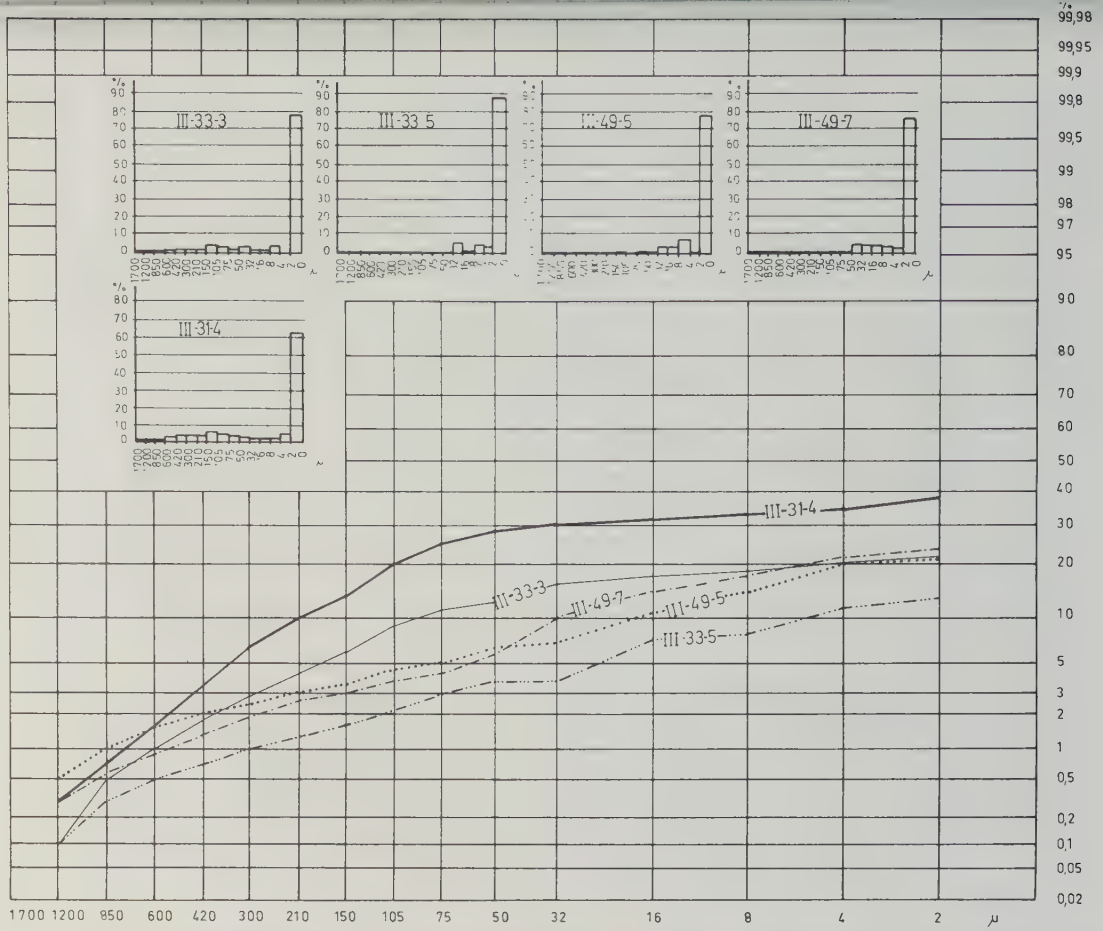


Fig 2 DIE KORNGROSSENVERTEILUNG AUSGEWAHLTER PROBEN DER SEDIMENTGESELLSCHAFT SEHR SCHWERER TONE
(III-31 im O. von Wolfertsfeld, III-33 bei Poppberg, III-49 im NO. von Gebertshofen)

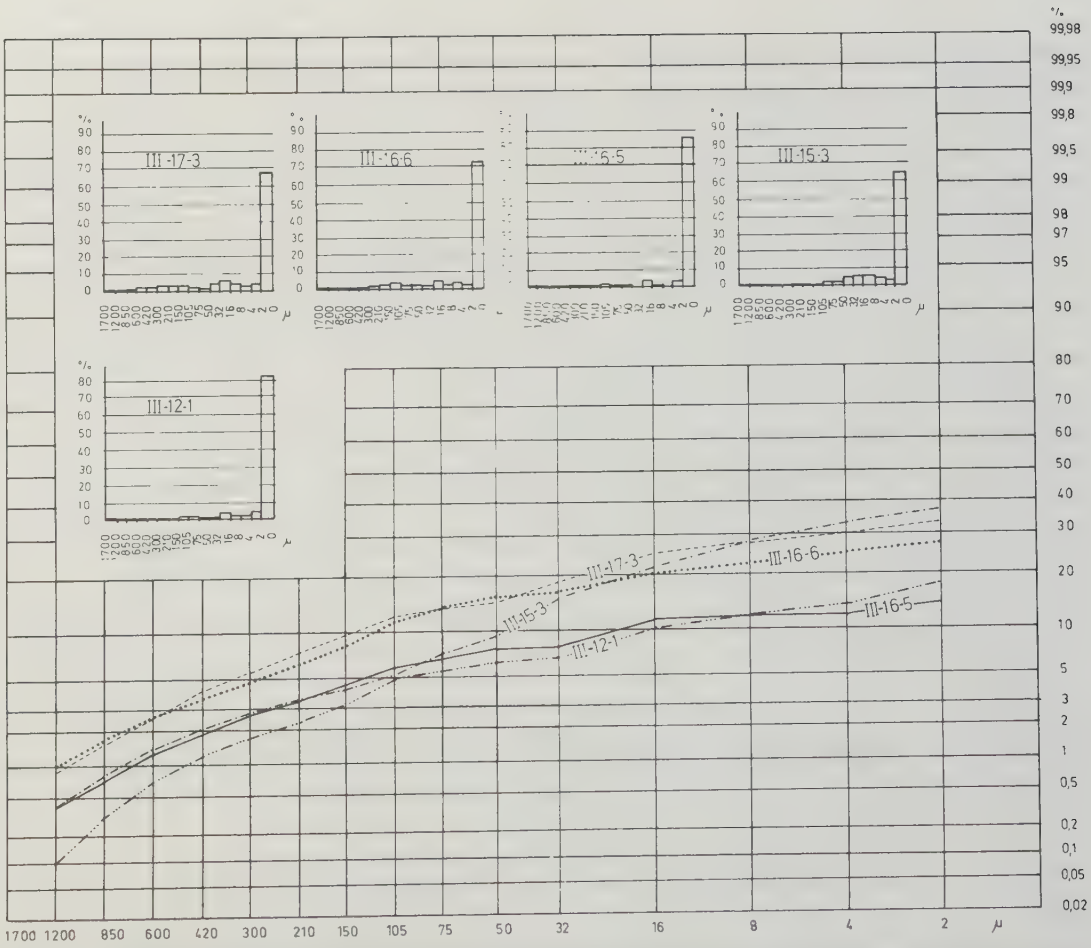


Fig 3 DIE KORNGROSSENVERTEILUNG AUSGEWAHLTER PROBEN DER SEDIMENTGESELLSCHAFT SEHR SCHWERER TONE
(III-12 im N von Gebertshofen; III-15, III-16 u. III-17 im N von Schwend.)

oder gar nur in Spuren auf.

Zur Veranschaulichung der Tatsache, daß die Sedimentationsbedingungen bei der Ausbildung der Deckschichten über dem Muttergestein erheblich variieren konnten, dient u.a. die graphische Darstellung der granulometrischen Analyse des Profils III-29 in Figur 4 Seite 84. Die Bohrung wurde in einer Verebnung im Osten des Schwarzenberges[1] durchgeführt. Die Korngrößenzusammensetzung der Proben in Figur 4 gibt deutlich zu erkennen, daß bei den Sedimentproben 1 bis 6, die aus einer Tiefe von 50 bis 200 cm stammen, die physikalischen Bedingungen der Sedimentation recht unterschiedlich waren.

Die Formgesellschaft der unter das Niveau der hohen Talpässe eingetieften fossilen Hohlformen der Mittleren Frankenalb weist eine Vielfalt von Sedimenttypen und damit Entstehungsmodalitäten auf. Gemeinsam ist ihnen außer der morphologischen Übereinstimmung die Tatsache, daß in der Tonfraktion ihrer Verwitterungs- und Umlagerungsprodukte nunmehr das Tonmineral Illit die Vorherrschaft besitzt. Kaolinit tritt dagegen lediglich in tieferen, d.h. älteren Schichten auf bzw. ist aus vererbten Restlagen von Verwitterungsprodukten und Sedimenten vorausgehender Reliefgenerationen eingeschwemmt worden. Die entsprechende Talgesellschaft besitzt also ein mio-pliozänes Alter; ihre Ablagerungen nehmen in der Landschaft einen verhältnismäßig breiten Raum ein. Sie sind möglicherweise mit Sedimenten zu vergleichen, die in der Südlichen Frankenalb ebenfalls eine große Verbreitung besitzen. Auch Birzer (1969) beschreibt im Südteil der Frankenalb jungtertiäre Ablagerungen, die ein Relief bedecken, von dem er annimmt, daß es schon im älteren Tertiär ausgeformt worden ist.

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. auch die Morphologische Übersichtskarte.

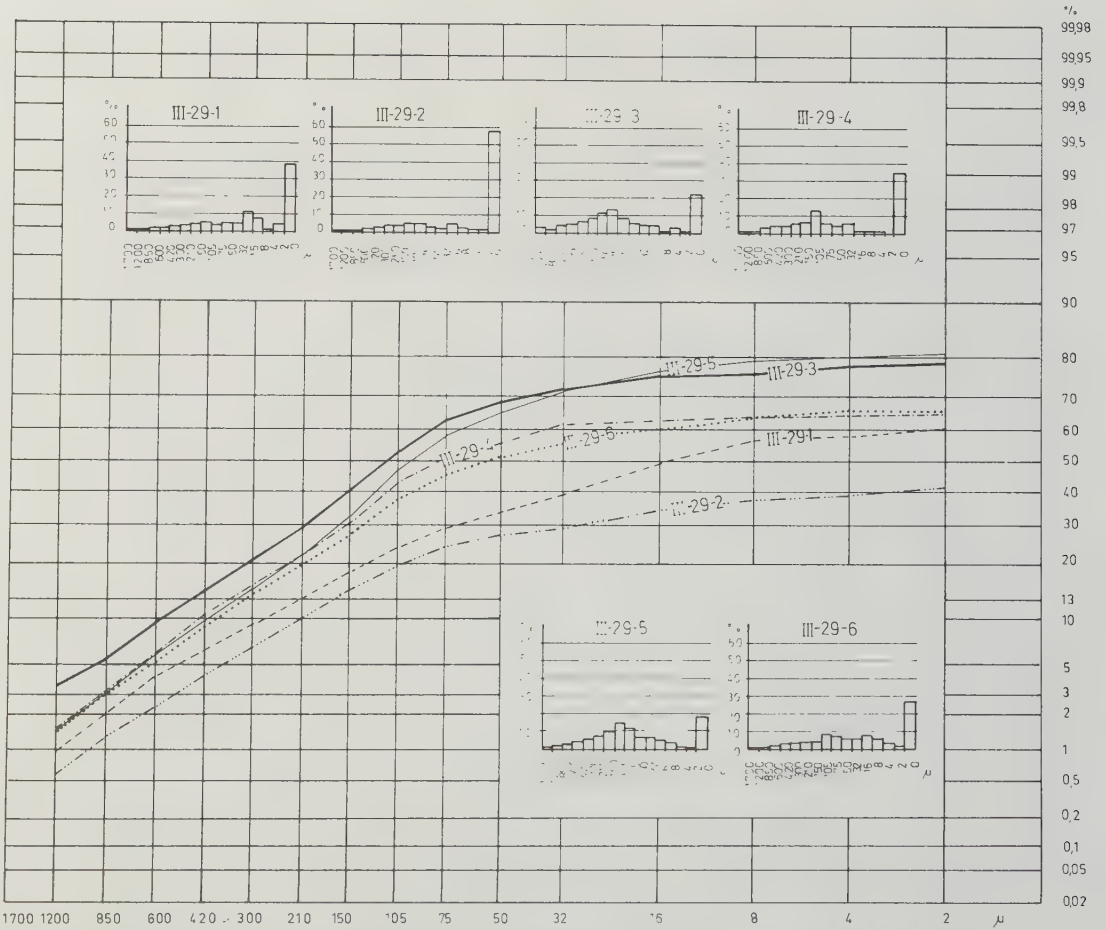


Fig. 4 KORNGROSSENVERTEILUNG VON PROBEN DER BOHRUNG III-29 MIT ERHEBLICH VARIIERENDEN SEDIMENTATIONS-BEDINGUNGEN (Kuppenalb zwischen Poppberg u. Schwarzenberg)

II. Pleistozäne Einflüsse auf das Landschaftsbild

Eine große Anzahl von naturräumlichen Einzelerscheinungen im Gesamtbild der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb ist diluvialer Entstehung. Ihre Bedeutung für die morphologische Ausgestaltung der Landschaft darf nicht unterschätzt werden. Wegen ihres relativ jungen Alters werden sie in der Regel durch einen recht guten Erhaltungszustand ausgezeichnet. Die Dynamik der pleistozänen morphogenetischen Vorgänge im durch Bodeneis plombierten Karst übertraf die der gegenwärtigen landschaftsgestaltenden Abläufe um ein Vielfaches. Somit konnte das postpleistozäne morphogenetische Geschehen im Karst des Untersuchungsgebietes die überkommenen Vorzeitformen nur mehr geringfügig variieren. Der Raum der Fränkischen Alb befand sich während des Diluviums unter dem Einfluß eines periglazialen Frostschutt- und Tundrenklimas. Die arktischen und subarktischen klimatischen Erscheinungen der Kaltzeiten des Diluviums beruhen auf einer Erniedrigung der jährlichen Durchschnittstemperatur gegenüber der des Pliozäns um 11 - 12 °C. Das tertiäre Altrelief wurde nunmehr von einer neuen Reliefgeneration überzogen, die sich in ihrer Morphodynamik sowie der Qualität und Quantität der landschaftsformenden Erscheinungen deutlich von den Vorzeitformen abhebt.

1. Öffnung von Talkesseln und Umformung von Talanlagen

Kennzeichnend für die Kuppenalb der Mittleren Frankenalb sind kuppenumstandene, kesselförmige Karstsenken mit einander vergleichbarer Größenordnung[1]. Ihre Talböden besitzen meistens eine oder mehrere Dolinen, die die rezente Entwässerung sicherstellen. Die Karstsenken weisen durchwegs einen schmalen, nach Süden oder Südwesten orientierten Ausgang auf. Die in der Frühphase der Landschaftsentwicklung im wechselfeucht warmen Früh- bis Mitteltertiär angelegten kesselförmigen Hohlformen wurden wahrscheinlich unter

1) Vgl. Karte 4 und Karte 5.

pleistozänen, periglazialen Bedingungen geöffnet, als der unterirdische Karstwasserzyklus der Vorzeit vom Bodeneis blockiert wurde und sich das ansammelnde Niederschlags- und Schmelzwasser einen neuen Abflußweg suchte. In den Kaltzeiten ist die periodische erosive Arbeit des fließenden Wassers unterstützt worden durch die abtragende Wirkung von nicht ausapernden Firnflecken an den absonnigen, nord- und nordostexponierten Hängen der die Hohlformen einrahmenden Karstkuppen. Perennierende Firnflecken haben in der Mittleren Fränkischen Alb in orographischer Schutzlage auf jeden Fall existiert, denn am Höhepunkt des Diluviums waren die meisten mitteleuropäischen Mittelgebirge vergletschert. Von den höheren der Rumpfgebirge, wie Bayerischer Wald, Vogesen, Schwarzwald, Riesengebirge etc. sind landschaftliche Erscheinungen, die auf eine erhebliche Vergletscherung zurückzuführen sind, seit längerer Zeit beschrieben. Neuerdings hat Duphorn (1971) für den Harz eine reliefverhüllende Eiskuppel von 150 m Mächtigkeit nachgewiesen.

Bei der Öffnung der Karstkessel wurden die alten, kaolinitischen bzw. kaolinithaltigen Verwitterungsreste durch Erosions- und Denudationswirkung fast ausnahmslos beseitigt. Deshalb bestehen die Sedimente der Karstkessel gegenwärtig aus jungen, quartären Ablagerungen unterschiedlicher Textur und mineralogisch-petrographischer Zusammensetzung. Die landformend erosive Wirksamkeit der Gerinne und Bäche wurde durch die erhebliche pliozän-quartäre Erhöhung der Reliefenergie gegenüber der Erosionsbasis ermöglicht und verstärkt. Die in dieser Entwicklungsphase entstandenen Tone der Böden sind aufschlußreiche Zeugen der gewandelten klimatischen und damit auch der physiko-chemischen Gegebenheiten.

Der hufeisenförmige, nach Südwesten geöffnete Karstkessel am Habsberg im Südosten von Engelsberg[1] ist 1500 m lang und 800 bis 1000 m breit. Der relative Höhenunterschied zwischen Talboden und den Gipfeln der Kuppen beträgt 60 m, der zu den sattelförmigen Talpässen zwischen den Kuppen 30 m. Der Kessel am Rabenberg[1] im Südwesten von Engelsberg ist

1) Top. Karte 1:25 000, 6635 Lauterhofen.

ungefähr 2000 m lang, 800 bis 1000 m breit; das Kuppen- und Einsattelungsniveau entspricht dem oben aufgeführten Beispiel weitgehend. Einzelheiten über Lage, Größe und Form dieser Karstkessel können aus der Karte 4, der Kuppenlandschaft um Engelsberg, entnommen werden. Im Osten von Oberwiesenacker[1] und im Norden von Velburg[2] befinden sich landschaftliche Erscheinungsformen mit absolut vergleichbaren topographischen, hydrologischen und sedimentologischen Phänomenen, so daß sie zusammen der gleichen landschaftlichen Formengesellschaft zugerechnet werden können. Die Abbildung 2 zeigt einen Querschnitt durch die kesselartige Senke am Habsberg zwischen dem Kotzerberg und dem Habsberg mit 8 Einzelbohrungen der Bohrserie K 1 - K 8. Die Proben stellen die relativ junge Boden- und Sedimententwicklung unter Beweis.

2. Die solifluidale Modifizierung der Geländeformen

Von der raumgestaltenden Kraft des Klimas während des Pleistozäns zeugen mächtige kolluviale Sedimente einer flächenhaften Solifluktion und periglazialen Denudation am Fuße der Karstknocks. Durch periodisches Gefrieren und Wiederauftauen lockerte sich die Verwitterungsdecke über dem Dauerfrostboden und bewegte sich als hochmobile Solifluktionsmasse ohne wesentliche Sortierungsvorgänge die Kuppenhänge hinab. Schon auf ganz flachen Böschungen von 3 bis 4 Grad Neigung gerät unter den Klima- und Abtragungsbedingungen der periglazialen Frostschutt- und Tundrenzone der Bodenbrei in kriechende Bewegung. Am Fuße der Kuppen, im Übergang zu den flachen Karstmulden und trockenen Talungen, keilen diese kolluvialen Sedimente aus.

In der granulometrischen Analyse von Proben solifluidal entstandener Bodenschichten erscheinen normalerweise alle Korngrößen in relativ hohen Anteilen, was durch das Fehlen jedweder Sortierungsarbeit bedingt ist. Trotzdem treten aber in der Zusammensetzung kolluvialer Sedimente

1) Top. Karte 1:25 000, 6735 Deining
2) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg

zuweilen recht erhebliche Unterschiede auf, je nachdem welchen Verwitterungs- und Sortierungsgrad die Ausgangsprodukte auf den Gipfeln der Kuppen und u.U. den Hängen der Karstknocks aufwiesen. Von besonderer Bedeutung für die Textur solifluidaler Akkumulationsmassen ist die Frage, in wieweit äolische Ablagerungen das Verwitterungsmaterial ergänzt und modifiziert haben.

Die Korngrößenanalyse allein gibt kein repräsentatives Bild der Textur von solifluidal bewegten Schutt- und Erdmassen wieder. Die Interpretation ist deshalb in besonderem Maße auf die Bodenuntersuchungen bei der Feldarbeit angewiesen. Im Zuge der granulometrischen Analyse wird der Anteil der Korngrößen über 2 mm des Gesamtsediments isoliert und erscheint nicht im Untersuchungsergebnis bzw. im Diagramm. Gerade pleistozän-periglaziale, kolluviale Akkumulationsmassen sind aber innerhalb der gesamten Breite der Korngrößenverteilung durch beachtenswerte Maxima in den Fraktionen der Körner, des Feinkieses und des Grobkieses[1)] ausgezeichnet. Da die betreffenden Korngrößen makroskopisch leicht festgestellt werden können, ist dieser Nachteil durch genaue Erfassung der Zusammensetzung und der Lagerungsverhältnisse der Proben bei der Geländearbeit unschwer auszugleichen.

Die gröberen Fraktionen der Sedimente aus solifluidal bewegten Frostschuttmaterial enthalten vor allem Gesteinsreste des dolomitischen und kalzitischen Substrats. Soweit dieser Grobkies nicht weitgehend aufgelöst wurde, erscheint er auf Grund der pleistozänen und postpleistozänen Lösungsvorgänge durchwegs kantengerundet. Für die kolluvialen Sedimente der Mittleren Frankenalb sind daneben aber in besonderem Maße scharfkantige, meist hangparallel einregulierte Hornsteinsplitter kennzeichnend. Sie entstammen der Frostsprengung der in den Sedimenten des oberen Juras in bemerkenswerter Häufigkeit auftretenden Hornsteine. Da diese Kieselsäurederivate einer viel schwächeren Dynamik des Lösegeschehens unterworfen sind, haben sie ihre scharfkantige,

---

1) Vgl. Seite 28 und Seite 29.

splittrige Natur bewahren können.

Zur Zeit der solifluidalen Bodenbewegungen des Pleistozäns waren die intensiv zersetzten Böden mit ausschließlicher Kaolinitvorherrschaft aus der wechselfeucht warmen Verwitterung des frühen bis mittleren Paläogens bis auf wenige im verkarsteten Untergrund konservierte Reste längst beseitigt worden. Deshalb sind solifluidale Sedimente mit einem höheren Anteil prädiluvialer Tonmineralbildungen nicht zu erwarten. Sie konnten an keiner Stelle der Mittleren Frankenalb gefunden und bestimmt werden. Jüngere Sedimente mit geringeren Kaolinitanteilen wurden dagegen öfters in den kriechenden Bodenbrei mit aufgenommen und verfrachtet. Der hohe Illitanteil dieser posttertiären Sedimente, der zuweilen in eine reine Illitdominanz übergeht, dokumentiert den Wechsel des Klimas von der wechselfeucht warmen, zur dauerfeucht kühlen Klimaausbildung. Die ganzjährig feuchten Bedingungen sind für die Illitbildung unumgängliche Voraussetzung, denn bei einigen Monaten Trockenheit im Jahresverlauf ist nach Bakker (1966) Illit kaum anzutreffen.

Der größte Teil der Ablagerungen kolluvialer Entstehungsart ist also weitgehend frei von älteren, präquartären Bodenelementen. Diese Akkumulationen weisen einen beachtlich hohen Anteil der Korngrößenfraktion des feinen und groben Mehlsandes am Gesamtgefüge des Lockermaterials über dem Muttergestein auf. Derartige Sedimente erscheinen in besonders charakteristischer Ausprägung am westexponierten Fuße der Karstkuppen. Dabei wurden äolische Ablagerungen postsedimentär erneut verfrachtet und zusammen mit nichtäolischem Material abgelagert. Ein Teil der ehemaligen Mehlsandfraktion ist allerdings seit der Anwehung sicherlich zu illitischen Tonen mit einer Korngröße unter 2 Mikron zerlegt worden, so daß der ursprüngliche prozentuale Anteil am solifluidalen Gesamtsediment größer gewesen sein muß. Einige der für diesen Sachzusammenhang kennzeichnenden Proben sind in Figur 5 und Figur 6 festgehalten.

Zuweilen liegt das zweite Maximum neben der gut vertretenen Fraktion des Tons etwas weiter zu den grobkörnigeren Anteilen hin verschoben. Die äolischen, periglazial-pleistozänen

Sedimente enthalten nämlich teilweise auch recht gut sortierten Feinsand der Fraktion 75 - 210 Mikron. Nach der Ablagerung wurde dieser Feinsand stellenweise in die solifluidale Bodenverfrachtung mit einbezogen. Im Hochstand der pleistozänen Vereisungsphasen kam es bei fehlender Vegetation durch die vorherrschenden Westwinde zu einem Ferntransport von Flugsanden der Mehl- und Feinsandfraktionen. Schwermineralogische Untersuchungen liefern hierfür eindeutige Hinweise.[1] Daneben ist allerdings auch an eine Auswehung autochthonen Feinmaterials aus dem Frostschutt der karbonatischen Muttergesteine zu denken, wenn gelegentlich die durchfeuchteten und gefrorenen Bodenmassen auftauten und oberflächlich abtrockneten. Die feineren Fraktionen waren dann ohne Schutz dem Wind ausgesetzt; sie wurden aufgenommen, verfrachtet und an Stellen, an denen sich die Kraft des Windes gebrochen hat, wieder abgelagert. Bei den zur Untersuchung kolluvialer Sedimente durchgeführten Bohrserien konnte immer wieder der recht hohe Anteil an fein- und mehlsandhaltigen, ursprünglich äolisch abgelagerten Bestandteilen nachgewiesen werden.

Sehr grobkörnig ist das pleistozän-periglaziale Kolluvium, wenn der Zersatz oder der Grus des anstehenden Grundfelses in die mobile Fließerde mit einbezogen wurde. Der durch Frostsprengung beim Tauen und Wiedergefrieren transportfähig gemachte Fein- und Grobkies erfuhr dabei eine hangparallele Einregulierung, was an zahlreichen Aufschlüssen und Profilgrabungen beobachtet werden konnte.

An vielen Stellen des Untersuchungsgebietes bedeckt eine Unmenge von Kalkscherben den Boden in Form von „Scherbenäckern". Bei der Beackerung der Felder werden immer neue Kalkscherben an die Oberfläche gebracht, da nach mechanischen Gesetzen die größeren Bestandteile bei der Erschütterung eines inhomogenen Systems oben liegen bleiben. Ihre sehr regelmäßige Oberfläche ist durch eine gleichmäßige Kalkkorrosion bedingt. Da sie im Gegensatz zu vielen Bruchstücken des Grundfelses, die in alten, kaolinitreichen Verwitterungsresten und Umlagerungsprodukten liegen, in keinem Falle eine weitgehende Zermürbung durch intensive Verwitterungsvorgänge oder gar eine rote Zersetzungskorona aufwei-

---

1. Vgl. Seite 103 u. Seite 104.

sen, ist ihre Entstehung nicht auf präpleistozäne Kalklösevorgänge zurückzuführen. Sie stellen also keine Trümmerkarren aus einem Finalstadium intensivster Karrenbildung dar. Für die Entwicklung des „Scherbenkarstes" unter dem subpolaren Tundren- und Frostschuttklima des Pleistozäns spricht ihr Vorkommen im unmittelbaren Zusammenhang mit typischen kolluvialen Ablagerungen und die Einbettung in Kalksteinbraunlehme mit eindeutiger Illitdominanz.

Ein Teil der eiszeitlichen Verwitterungs- und Akkumulationsprodukte wird noch während der Interglazialzeiten und auch in der Endphase des Pleistozäns wieder beseitigt worden sein. Bei den periodischen Klimaschwankungen konnten die durch Verkarstung unterbundenen oberirdischen, landschaftsformenden Vorgänge immer dann wieder aufleben, wenn der Bodenfrost die unterirdischen Karstwasserbahnen verschlossen hielt. Die morphogenetischen Prozesse des Pleistozäns waren also in der Lage, erhebliche Formvariationen und Umbauvorgänge im Gesamtbild der aus dem Tertiär überkommenen Landschaft, ihren Sedimenten und Böden vorzunehmen, wenn auch die Prägekraft des alt- und mitteltertiären Klimas im Gelände der Mittleren Frankenalb nicht grundsätzlich verwischt oder gar ausgelöscht werden konnte.

3. Frostsprengung, Kryoturbationen, Eiskeile

Die kraftvolle morphologische Formgebung des Pleistozäns hat neue raumgestaltende Züge in die präquartären Landschaftsgenerationen einbezogen. Für die weitgehend auf mechanischem Wege sich vollziehenden Aufbereitungsvorgänge des Muttergesteins sind der petrographischen Struktur, dem mineralogischen Aufbau, den stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und der tektonischen Klüftung eine weit größere Bedeutung als in der vorhergehenden, durch den Primat der chemischen Verwitterung gekennzeichneten Phase der Erdgeschichte beizumessen. Neben weit verbreiteten Sedimenten solifluidaler Entstehung haben die pleistozänen periglazialen Vorgänge ihre Spuren in der Landschaft auch in subtileren Erscheinungsformen hinterlassen. Die Frostsprengung im

anstehenden Muttergestein hat nicht nur zur Bereitstellung von Kalkscherben geführt, sondern auch großblockiges Geröll, insbesondere auf den ost- und nordexponierten Hängen entstehen lassen. Die Wirksamkeit der diluvialen periglazialen Umformung des freiliegenden Grundfelses ist von der Aufnahmekapazität für das Schmelzwasser unmittelbar abhängig. Gerade die primär zerrütteten und sekundär verkarsteten Kalk- und Dolomitgesteine der Fränkischen Alb stellen eine ideale Grundlage hierfür zur Verfügung. Eine besonders hohe Intensität erreicht die Gesteinszerlegung durch Spaltenfrost in der gebankten Fazies des anstehenden Muttergesteins. Auch Kieselkonkretionen wurden, wie oben bereits ausgeführt, durch Frostsprengung in scharfkantige Bruchstücke recht unterschiedlicher Größenordnung zerlegt. Die splittrigen Kanten der Hornsteine weisen auf die weitgehend autochthone Lagerung der immer noch recht schweren Fragmente hin. Erst im Kornbereich der Psammite, also in der mikroklastischen Fraktion, findet die mechanische Gesteinszerlegung durch Spaltenfrost ihre natürliche untere Begrenzung.

Die Verwitterungs- und Umlagerungsprodukte der Deckschichten der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb bezeugen die Wirkung der periglazialen Ereignisse auch an Hand der Bildung von Eiskeilen, Kryoturbationen etc. Die Ergebnisse periglazialer diluvialer Bodengefrornis in den periodisch durchnäßten und wiedergefrierenden Bodenmassen sind beim Bau der Autobahn Nürnberg - Amberg innerhalb des engeren Arbeitsgebietes zwischen Nonnhof und Schwenderöd[1] immer wieder aufgeschlossen worden.

In den Kaltzeiten des Diluviums lag die Durchschnittstemperatur um ungefähr 10 °C tiefer als heute, was zur Folge hatte, daß die Schneegrenze auf 700 m bis 900 m herabgedrückt wurde. In orographisch und klimatisch besonders günstig gelagerten Fällen, d.h. in absonniger Richtung und im Windschatten ostexponierter Kuppenhänge, sank die Schneegrenze noch wesentlich unter die Durchschnittslage. Sie erreichte die Erhebungen der Kuppenalb der Mittleren Franken-

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld.

alb. Der gesamte andere Bereich gehörte in den pleistozänen Kaltzeiten dem Frostbodentypus außerhalb permanenter Firnlage mit seinem subaerischen, geomorphologischen Wirkungsfeld an.

Die Dauer der Schneelage betrug auf Grund der gegebenen Bedingungen durchschnittlich 7 bis 8 Monate, wohingegen die Schneedecke unter dem heutigen randkontinentalen, gemäßigten Klimaeinfluß durchschnittlich nach 2 bis 3 Monaten ausapert. In der kurzen Zeitspanne der niederschlagsarmen pleistozänen Sommermonate setzte die Schneeschmelze sehr viel Wasser frei. Eine wesentliche Verstärkung erfuhr dieses Geschehen noch dadurch, daß der gesamte Bereich der Wasserabsorption innerhalb des biologischen Wasserhaushaltes ausfiel. Im gefrorenen Untergrund war die Karstwasserzirkulation stillgelegt. Das in die pleistozänen Solifluktionsdecken einsickernde Wasser wechselte im Kontakt mit dem Dauerfrostboden sofort wieder den Aggregationszustand. Dabei kam es auf Grund einer Volumenvermehrung von 9 % (1/11 des Volumens) zu erheblichen Druckwirkungen, Durchknetungsvorgängen und Frosthebungen. Die ursprünglich weitgehend horizontal bzw. hangparallel einregulierten Schuttmassen wurden im Einflußbereich des neu gefrierenden Bodens tageszeitlich aber auch annuell bedeutenden Zug- und Druckspannungen ausgesetzt. Die spezifisch schweren, durch Spaltenfrost transportfähig gemachten Kalk- und Dolomitblöcke sanken immer wieder in den plastischen, aus Lehm, Ton, Sand, Kies und Restgefrornis bestehenden Bodenbrei ein. Sie verstärkten die Wirkung des Frostdrucks und der Frosthebung. Kryoturbat gestörte Lagerungsverhältnisse waren die Folge dieser Vorgänge.

An Fugen und Rissen des Permafrostes kam es auch im Bereich der Mittleren Fränkischen Alb zur Bildung von Eiskeilen, die sich selbstverstärkend erweiterten und nach dem Abschmelzen des Eises in den Interglazialzeiten oder dem Postglazial mit nachsinkenden Bodenbestandteilen des Hangenden ausgefüllt wurden. In den Aufschlüssen beim Autobahnbau im Süden des Poppbergs[1] waren derartige Erschei-

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld.

nungen zu beobachten. Nach der Größe der Eiskeile zu schließen, konnte die Höhe des aufgetauten eiszeitlichen Tundrenbodens ca. 1,4 bis 1,8 m betragen.

Der entscheidende Gesichtspunkt dabei ist, daß morphogenetische Vorgänge aus dem periglazialen Bereich ewiger Gefrornis im Diluvium einen nicht zu übersehenden Einfluß auf das Landschaftsbild hatten. Diese Tatsache ist auch für die Erklärung einiger weiterer autochthoner, struktureller und skulptureller Erscheinungen des Untersuchungsgebietes von Bedeutung.

4. Die Kuppenasymmetrie und deren Ausformung

Zu den kaltzeitlich-diluvialen Veränderungen der raumgestaltenden Züge im Gesamtbild der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb zählt auch die Ausformung der asymmetrischen Kuppenhänge der Karstknocks. Wenn man von der dolomitisierten Karstkuppe des Poppbergs[1] aus die Gipfelflur der Karstknocks der Kuppenalb des Untersuchungsgebietes betrachtet, ist dieses klimamorphologische Periglazialphänomen eine der eindrucksvollsten Erscheinungen. Während die Westhänge meist sanft abfallende Böschungen von 5 bis 15 Grad Neigung besitzen, sind die nach Osten und Nordosten exponierten Hänge in der Regel steil, meist felsen- und bastionsreich und weisen Böschungswinkel von oft 35 Grad Neigung und mehr auf. Die Dolomitkuppe des Poppbergs im Nordwesten der gleichnamigen Siedlung, der Gemeindeberg nordwestlich von Wolfersdorf[2], die Dolomitkuppe der Velburg[3] östlich der gleichnamigen Siedlung etc. veranschaulichen besonders deutlich dieses Phänomen. Zuweilen fallen die Ost- und Nordosthänge auch in fast senkrechten Felswänden ab, wie beispielsweise „am Hoch" nordwestlich von Schwend[1], am Osthang des Habsbergs südlich von Engelsberg[2], am Osthang des Burgstalls im Süden von Wolfersdorf[2] etc.

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. auch die Morphologische Übersichtskarte
2) Top. Karte 1:25 000, 6635 Lauterhofen
3) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg

Während der diluvialen Kaltzeiten befand sich die Schneegrenze ungefähr in der Höhenlage der damaligen Gipfelflur. Die aus der intensiven Verwitterungsphase des Eozäns und Unteroligozäns vererbten und im Jungtertiär durch Taleintiefung noch stärker herauspräparierten Karstkuppen besaßen relativ steilwandige Hänge. Unter den klimamorphologischen Kräften des Pleistozäns waren aber die steilen Wände der Dolomitkuppen einer ganz anderen Dynamik und Wirkungsweise der Formgebung ausgesetzt. Dadurch mußten seit dem pliozän-pleistozänen Klimawechsel wesentliche Formveränderungen an den Karstknocks erfolgen. Hierbei wird es zu einer weiteren Tieferlegung des Niveaus des Gipfelhorizontes gekommen sein. Wolff(1962) nimmt für die Schwäbische Alb einen Kuppenabtrag von mehreren Metern pro diluvialer Kaltzeit an. Im Lee der Karstkuppen kam es zur Akkumulation erheblicher Schneemassen. In den langen Wintern der Kaltzeiten des Diluviums konnte der Schnee in wesentlich größerem Umfange verweht werden als das heute der Fall ist. Die Westwinde hatten außer den Reliefunterschieden durch das Fehlen von Vegetation keinen Widerstand zu überwinden und konnten sich somit zu einem wichtigen Transportmedium entwickeln.Rezente Erscheinungen in anderen Klimazonen bestätigen vollauf diese Annahmen. An den Hängen der Berge von Spitzbergen kommt es nach Singer (1971) im Lee der vorherrschenden Winde auch heute zu Treibschneeansammlungen. In der absonnigen Schutzlage der ost- und nordexponierten Kuppenhänge der Mittleren Frankenalb haben sich mit Sicherheit perennierende Schneefelder und Firndecken mit beschränkter subglazialer Aktivität entwickelt. Auf den west- und südexponierten Kuppenhängen kam es dagegen zu annuellen und auch tageszeitlichen Tauprozessen, die dazu beitrugen, daß die Frostschuttbodenbildung auf Grund der Bodenfrosterscheinungen und die solifluidalen Massentransporte einen ungleich größeren Umfang annahmen als in der entgegengesetzten Exposition.

Am Fuße der durch periglaziale Bodenbewegungen im Pleistozän stark beanspruchten West- und Südhänge der Karstknocks sammelte sich der Blockschutt immer mehr an und bewirkte

eine Verminderung des Böschungsgrades. Diese Erscheinung kann bei den Felduntersuchungen vielfach bestätigt werden. Bei fast allen am Fuße oder in der Nähe von Karstkuppen durchgeführten Bohrungen ergibt sich, daß die ostexponierten Hänge außer einer flachgründigen, oft tiefschwarzen Rendzinadecke kaum ältere Verwitterungs- und Zersatzprodukte aufweisen. Am Fuße der west- und südexponierten Hänge, auf denen die pleistozänen Verwitterungs- und Massenbewegungsvorgänge wegen der Sonneneinstrahlung besonders wirksam waren, können dagegen in der Regel wesentlich umfangreichere, oft polygenetische Verwitterungs- und Sedimentationsprodukte nachgewiesen werden. Sie sind insbesondere durch die Beifügung äolischen Löß- und Flugsandes ausgezeichnet. Ein Teil des pleistozänen, makroklastischen Verwitterungsschutts ist seit seiner Entstehung der chemischen Verwitterung anheim gefallen. In der feuchten Packung mikro- und kryptoklastischer Ablagerungsprodukte zerfallen die dolomitischen und kalzitischen Blöcke verhältnismäßig rasch, was in den Bohrprofilen an den Westhängen der Kuppen, wie unten noch genauer ausgeführt werden wird, immer wieder unter Beweis gestellt werden kann[1].

Die Asymmetrie mancher größerer Karstkuppen wird stellenweise verstärkt und herausgehoben durch die Anlage amphitheaterähnlicher Nischen vor bastionsartig steilem Hintergrund. In der Gegend von Velburg[2] hat Priehäußer (1953) diluviale karartige Nischen in Ostexposition an einigen der Karstknocks nachgewiesen. Auf diese Weise kam es also zu einer lokalen, subglazialen Versteilung bzw. zu einer weitgehenden Erhaltung der relativ steilen Ost- und Nordhänge durch die Wirkung der Schneefleckenerosion in karähnlichen Nivationswannen. Bei den in morphologischer wie lokalmeteorologischer Hinsicht besonders begünstigten Osthängen sind derartige Erscheinungsformen durchaus auch in der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb erklärbar, denn auch im nördlichen Teil des Schwarzwaldes kommen, wie Wolff(1962)

1) Vgl. die Kapitel C II und C V
2) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg sowie Morphologische Übersichtskarte.

feststellt, Kare und karähnliche Bildungen noch bis 250 m unterhalb der eigentlichen Schneegrenze vor. Duphorn (1971) hat für die Periode der Weichseleiszeit im Harz eine reliefverhüllende Plateaueismasse mit in das Vorland hinausführenden Gletscherzungen nachgewiesen. Die überwiegende Mehrzahl der landschaftsprägenden, pleistozänen Phänomene des Untersuchungsgebietes ist aber subaerischer Entstehung.

Kennzeichnend für naturräumliche Landschaftsformen ist die Tatsache, daß auch Ausnahmen von den regelhaften Erscheinungen auftreten. Die Natur läßt sich kaum einmal in absoluter Weise einem rationalen Denkschema einordnen. Es existieren somit auch Kuppenformen, die die beschriebenen Asymmetrieverhältnisse nur sehr wenig ausgeprägt aufweisen bzw. gerade entgegengesetzte Böschungsverhältnisse besitzen. Der letzte Fall tritt besonders dort deutlich in Erscheinung, wo in erdgeschichtlich sehr junger Zeit oder gar heute noch ein aktives Rinnsal oder ein rezenter Bach im durch Ton und Lehm abgedichteten Tal oder im tiefen Karst erosiv tätig ist. Unter diesen Bedingungen konnte es überhaupt nicht zu einer größeren Akkumulation von Verwitterungs-, Solifluktions- und Denudationsmaterial kommen. Es wurde permanent auf erosivem Wege dem nächsten Vorfluter zugeführt. Die Ostexposition alleine ist also innerhalb der vielfältigen Formungskomponenten weder ein hinreichendes noch ein notwendiges Kriterium für die Steilheit eines Kuppenhanges. Zusammen mit vielen anderen theoretischen und empirisch nachgeprüften Faktoren aber läßt sich dieses in der Landschaft deutlich in Erscheinung tretende Phänomen zwanglos erklären.

5. Löß und Flugsand als pleistozän-periglaziale Sedimente

Durch systematische Anwendung der granulometrischen, ton- und schwermineralogischen Analysenverfahren konnten aus den Deckschichten, die dem Grundfels der Mittleren Frankenalb aufgelagert sind, landschaftsgenetisch bedeutsame Einzelheiten abgelesen werden. Die Gesamtheit der Verwitterungsreste und Umlagerungsprodukte war bislang ein verhältnis-

mäßig stummer Zeuge der Landformung in der jüngeren Erdgeschichte. Die Sedimente wurden stratigraphisch und genetisch in wenigen Fällen genauer erfaßt und klassifiziert; es fehlten die pragmatischen Hilfsmittel für die Chronologie der quartären Landschaftsgeschichte, nämlich Schotterablagerungen und Terrassenbildungen. Die terrestrischen Sedimente weisen auf dem karbonatischen Substrat des oberen Juras im Untersuchungsgebiet keinerlei Leitgerölle auf. Deshalb unterschied man oftmals nur grobe Texturdifferenzierungen durch die Trennung von lehmiger und toniger Albüberdeckung. In diese Begriffe wurden alle flächenhaft verbreiteten, postjurassischen Produkte der Deckschichten der Alb integriert, die keine großräumige Fernverfrachtung erfahren haben.

Es hat sich nachweisen lassen, daß größere Gebiete der Mittleren Fränkischen Alb von einem ungleichmäßig mächtigen Schleier aus Löß und Flugsand überzogen sind. Diese fossilen, äolischen Sedimente stellen eine überaus wichtige Komponente der Überdeckungsbildungen der Frankenalb dar. Beim Zerreiben der Bodenprobe zwischen den Fingern können Farbe, Feinheit und einheitliche Korngröße schon wichtige Hinweise auf die Löß- und Flugsandgegenwart geben. Der Karbonatanteil ist in vielen Fällen durch postsedimentäre Verlehmung reduziert.

Die auf der Flächen- und Kuppenalb gefundenen äolischen Sedimente besitzen an keiner Stelle eine Röhrenstruktur. Das bedeutet, daß bei ihrer Verfrachtung und Ablagerung keine steppenartige oder anders zusammengesetzte höhere Vegetation vorhanden gewesen sein konnte. Sehr häufig enthalten derartige Sedimente einen verhältnismäßig hohen Anteil der Fraktion unter 2 Mikron Korndurchmesser als Folge postsedimentärer Verwitterungs- und Zerlegungsvorgänge. Bei einem Tonanteil von über 25 % und einem zweiten Maximum in der Fraktion von 8 - 50 Mikron handelt es sich in den meisten Fällen um stark verlehmte, ehemals niveoäolische Sedimentationsprodukte. Von den Kuppengipfeln und Kuppenhängen wurde der Mehl- und Feinsand kolluvial oder alluvial in die Karstmulden, trockenen Talungen und Trockentäler verfrachtet. Besonders in der Umgebung von periodisch

oder episodisch aktiven Dolinen befinden sich umfangreiche Lagen des nahezu völlig entkalkten, auffallend tonhaltigen Schwemmlösses. Bei sekundärer solifluidaler oder denudativer Verlagerung zeichnen sich die entsprechenden Sedimente in vielen Fällen durch gefällsparallel einregulierte, verwitterte Kalk- und Dolomitscherben des Muttergesteins aus.

Am Rande einer größeren Doline bei Diesenhof nördlich von Velburg[1] wurde durch Verschwemmung ein tonhaltiger Mehlsand der Farbe 7,5 YR 4/2 brown abgelagert und angereichert. Das Sediment mit den Probennummern II-3-1 und II-3-2 besteht bis in eine Tiefe von 100 cm zu ca. 60 % aus der Lößfraktion von 8 - 50 Mikron Korndurchmesser. Es ist verlehmt, weitgehend entkalkt und weist einen Tonanteil von 20 bis 22 % auf. Vieles spricht für die Vermutung, daß der verschwemmte Mehlsand eine noch größere Mächtigkeit besitzt. Ein Weiterbohren mit dem Handbohrgerät war aber wegen der Feinheit und Plastizität des durchnäßten Bodens bei 100 cm Tiefe nicht mehr möglich. Die tonmineralogische Analyse weist eine klare Illitdominanz nach. Es sind also keine prädiluvialen Verwitterungsreste mit in das äolische Sediment einbezogen worden. Die Ergebnisse der Analyse der Schwermineralien stimmen völlig mit den Befunden von anderen äolischen Sedimenten des Arbeitsgebietes überein. Das Resultat der granulometrischen Analyse der Probe II-3-1 wurde in Fig. 5 Seite 101 mit weiteren äolischen Ablagerungen in Vergleich gesetzt. Die Tab. 10 Seite 104 gibt die schwermineralogische Zusammensetzung der Proben II-3-1 und II-3-2 wieder.

Die feinen Korngrößen des Lösses und Flugsandes wurden aus pleistozänen vegetationslosen oder vegetationsarmen Verwitterungs- und Akkumulationsprodukten ausgeweht und an Stellen, an denen sich die Kraft des Windes gebrochen hat, wieder abgelagert. Da auch die heute noch weitgehend unverschwemmten äolischen Sedimente über dem in der Fränkischen Alb in grosser Verbreitung auftretenden illitreichen Kalksteinbraunlehmen liegen, müssen vor der Verfrachtung durch den Wind

1) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg; vgl. Karte 5 und die Morphologische Übersichtskarte.

die tertiären, meist intensiv rot gefärbten, kaolinitreichen Böden beseitigt, bzw. mit Braunlehm postmiozäner Entstehung vermengt worden sein. Seit dem Beginn des Pliozäns führte die Verwitterung im fränkischen Raum nicht mehr zur Bildung von kaolinithaltigem Rotlehm. Keine der im Untersuchungsgebiet gefundenen und untersuchten Bodenproben äolischen Materials weist einen Kaolinitüberschuß in der Tonfraktion auf. Das Tonmineral Illit beherrscht alle derartigen Proben eindeutig[1].

Da in einigen Fällen die Lößlagen über einem Sediment zu finden sind, das deutliche Züge solifluidalen Bodenfließens aufweist, könnte die äolische Verfrachtung möglicherweise nach dem vorangegangenen Fließerdestadium im Hochglazial der letzten Vereisungsphase erfolgt sein. Jungerius (1958) und Levelt (1965) haben in Luxemburg würmeiszeitlichen Löß mit einer Mächtigkeit bis 60 cm nachgewiesen. Dörrer (1966) fand auf den Hochflächen und in den Talzonen des Steigerwaldes relativ viel äolisches Material in Form von Decksand und Löß. Diese Flugsande stammen ebenfalls aus dem Würmglazial. Auch Birzer (1964) datiert die Lößaufwehungen im nordbayerischen Raum in die Würmkaltzeit.

Die pleistozänen äolischen Sedimente der Mittleren Fränkischen Alb erreichen zuweilen eine Mächtigkeit von 150 cm und mehr. Derartig umfangreiche Lagen sind nicht als Ausnahmen in Mitteleuropa zu betrachten. Grundsätzlich ist aber immer mit der Tatsache zu rechnen, daß es zu postsedimentärer Verschwemmung und damit einhergehender sekundärer Akkumulation kommen konnte. Besonders umfangreiche Löß- und Decksandanreicherungen kommen in kuppenumstandenen, flachen Hohlformen des Geländes vor, die am Muldenboden eine Reihe von Dolinen aufweisen, über die sich die regionale Entwässerung vollzog und auch heute noch vollzieht. Da diese Hohlformen keinen größeren Vorfluter unmittelbar tributär sind, waren feinkörnige Sedimente eher vor Umlagerung und Ausräumung geschützt als in aktiven Tälern.

Die äolischen Mehlsandsedimente der Mittleren Frankenalb

1) Vgl. dazu auch Bakker (1966)

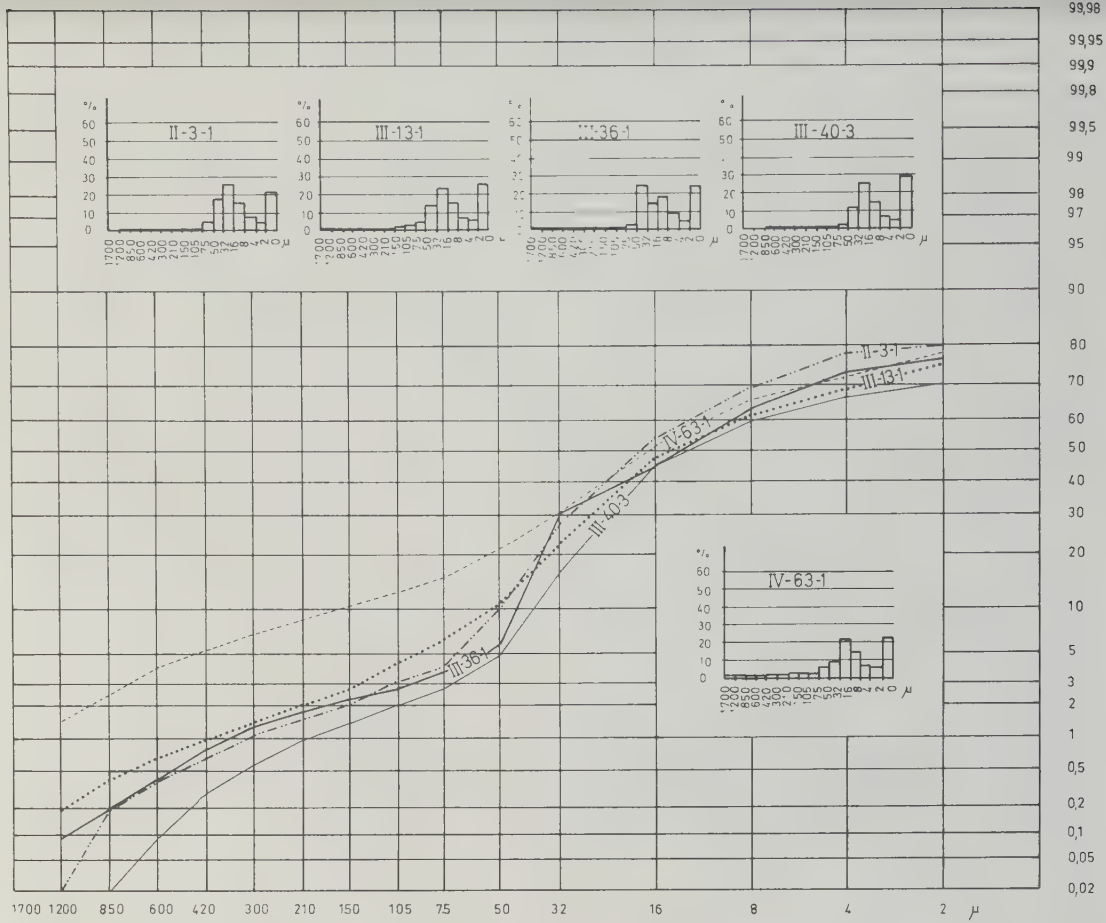


Fig. 5. DIE KORNGRÖSSENVERTEILUNG AUSGEWÄHLTER PROBEN AUS DER SEDIMENTGESELLSCHAFT ÄOLISCHER VERLEHMTER MEHLSANDSEDIMENTE (II-3 südl Kuppenalb, III-13, III-36 u. III-40 nordl Kuppenalb; IV-63 ostl Flächenalb)

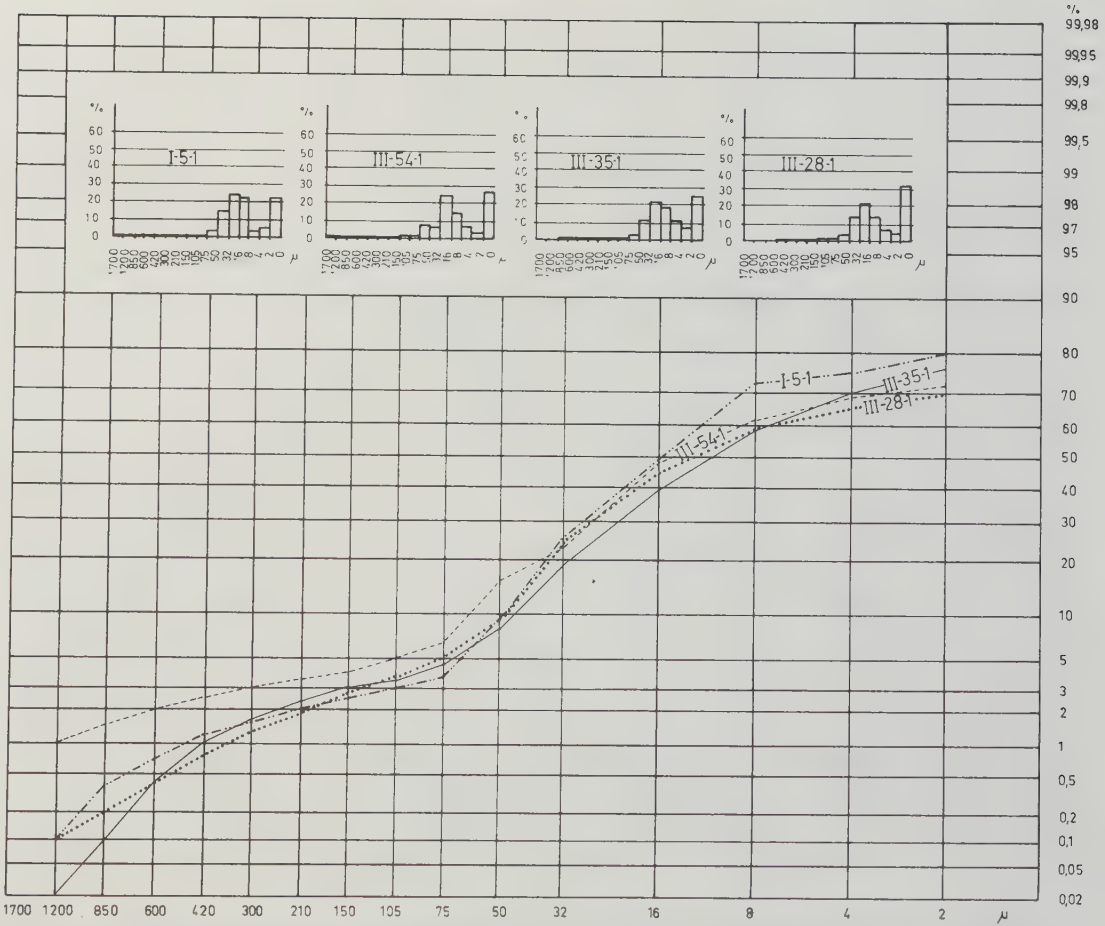


Fig. 6. DIE KORNGRÖSSENVERTEILUNG AUSGEWÄHLTER PROBEN AUS DER SEDIMENTGESELLSCHAFT AOLISCHER VERLEHMTER MEHLSANDSEDIMENTE (I-5 n. Kl. Kopenalb, III-28, III-35 u. III-54 nordl. Kuppenalb)

gleichen sich, wie die Figuren 5 und 6 auf den Seiten 101 und 102 zeigen, in erstaunlicher Weise. In den entscheidenden Fraktionen des Mehlsandes von 8 - 50 Mikron Korndurchmesser und des Tones unter 2 Mikron Korndurchmesser, in denen die Summationskurven und die entsprechenden Säulendiagramme die Maxima der Korngrößenverteilung anschaulich sichtbar machen, besteht weitgehende Analogie. Auch die Analyse der Schwermineralien zeigt bemerkenswerte Gemeinsamkeit auf. Die Mineralien Epidot und besonders Pistazit sind jeweils in relativ bedeutendem Umfang vorhanden. Auch Hornblendemineralien können durchwegs nachgewiesen werden. Einen Überblick über die Schwermineralzusammensetzung ausgewählter Lößproben enthält die Tabelle 10 Seite 104.

Die äolischen Sedimente des Untersuchungsgebietes werden, wie u.a. aus der Tabelle 12 Seite 107 zu entnehmen ist, in der Regel durch einen relativ hohen Granatgehalt ausgezeichnet. Bemerkenswert ist der erhebliche Prozentsatz mit dem das Schwermineral Granat in den Ablagerungen des Vorlandes der Alb (Probennummer V-73-1), des Steilabfalls (V-72-1) und der Hochfläche an der Steilstufe (V-71-1) vorkommt. Nach Osten zu nimmt der Granatanteil etwas ab; selbst in den äolischen Sedimenten der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb erreicht er aber noch Werte von 5 - 15 % innerhalb der ausgewählten und bestimmten Schwermineralien[1]. Alle diese Sedimente stammen aus Verwitterungs- und Ablagerungsmaterial postmiozäner Entstehung, da als dominantes Tonmineral ausnahmslos Illit nachgewiesen werden kann.

Nichtäolische, fossile und rezente Sediment- und Bodenproben, denen das Maximum in der Fraktion 8 - 50 Mikron Korndurchmesser im Histogramm der granulometrischen Analyse fehlt, weisen weder die Schwermineralien der Lößgruppe, noch Granatmineralien in nennenswertem Umfange auf. Sie unterscheiden sich damit wesentlich von den äolischen Mehlsandablagerungen der Mittleren Fränkischen Alb. Zum Vergleich und zur besseren Verdeutlichung dieses Sachzusammenhanges gibt die Tabelle 11 Seite 105 sowohl die granulometrische Zusammen-

1) Vgl. Tab. 10 Seite 104

Proben-nummer	Höhe der Bohrstelle in m ü. NN	Tiefe der Probe in cm	Opak	Altérit	Zirkon	Turmalin	Rutil	Anatas	Brookit	Titanit	Monazit	Granat	Epidot	Pistazit	Hornblende	Augit	Spinell	Picotit
I-5-1	555	0 - 60	17	13	40	4	16	16	2	2	1	3	3	11	-	4	-	-
II-3-1 x)	528	20 - 40	-	67	24	1	2	1	-	-	-	10	-	5	3	2	-	-
II-3-2 xx)	528	40 - 90	-	37	45	3	9	2	-	-	-	2	1	5	5	2	-	-
III-35-1	540	0 - 40	27	16	45	1	10	12	-	-	1	3	2	12	3	1	-	6
III-35-3	540	80 - 120	18	12	44	-	8	17	2	-	2	3	-	10	1	4	-	3
III-36-1	545	0 - 50	15	17	40	1	14	9	1	1	1	7	1	14	4	7	-	1
III-36-3	545	100 - 150	12	14	40	14	7	2	-	-	-	9	-	17	3	5	-	2
III-40-1	595	0 - 50	24	14	44	2	6	17	1	1	1	9	-	12	6	-	-	-
III-40-3	595	100 - 150	12	6	54	1	4	1	2	-	2	14	1	6	2	6	-	-

x) Es wurden statt 100 nur 50 Mineralien ausgezählt
xx) Es wurden statt 100 nur 75 Mineralien ausgezählt

Tab. 10: Die Schwermineralienzusammensetzung einiger ausgewählter Proben mit Sedimenten äolischer Entstehungsart

Probennummer	Tiefe der Probe in cm	Die Korngrößenzusammensetzung in %																pH		Humus %	$CaCO_3$ %
		1,7 – 1,2 mm	1,2 – 0,85 mm	850 – 600 µ	600 – 420 µ	420 – 300 µ	300 – 210 µ	210 – 150 µ	150 – 105 µ	105 – 75 µ	75 – 50 µ	50 – 32 µ	32 – 16 µ	16 – 8 µ	8 – 4 µ	4 – 2 µ	2 – 0 µ	H_2O	KCl		
III-6-1	0- 30	2	1,5	2,5	3,5	5,5	8	10	13	7	4	10	9,5	5,5	5,5	1	12	7,1	6,4	3,2	-
III-6-4	110-155	1,5	1,5	2,5	4	5,5	8	12	12	7	5,5	3	4,5	1	1,5	3	29,5	7,3	6,4	-	-
III-19-5	130-150	2,5	1,5	2	2	2	2,5	5,5	8,5	5	2,5	6	8	7	4	3	38	8,0	6,9	0,5	7,1
III-20-6	170-190	0,9	0,6	1	2	3	4,5	5	9	13	3,5	10	4,5	7	4,5	1,5	30,5	8,1	7,0	0,6	1,3

Probennummer	Höhe der Bohrstelle in m ü. NN	Tiefe der Probe in cm	Opak	Alterit	Zirkon	Turmalin	Rutil	Anatas	Brookit	Titanit	Monazit	Granat	Epidot	Pistazit	Hornblende	Augit	Spinell	Picotit
III-6-1	545	0- 30	28	12	61	16	6	4	3	-	2	1	-	1	1	-	2	-
III-6-4	545	110-155	50	11	64	17	16	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
III-19-5	582	130-150	31	12	76	4	14	6	1	-	4	1	-	2	-	-	-	-
III-20-6	590	170-190	51	15	53	17	11	6	2	2	1	1	-	1	2	1	-	-

Tab. 11: Korngrößen u. Schwermineralien einiger nicht äolischer Proben (Vergl. Tab. 10 u. 12)

setzung, als auch das Schwermineralspektrum einiger repräsentativer nichtäolischer Proben wieder.

In besonderer Mächtigkeit und weitgehend autochthoner, nur partiell verschwemmter Lagerung treten Decksand und besonders Lößvorkommen in kuppenumstandenen, kesselartigen Karstsenken auf. Nur Teile der äolischen Ablagerungen wurden in diesen morphologisch besonders ausgezeichneten Gebieten postsedimentär wieder entfernt. Dazu gehören im weiteren Sinne die verlehmten Mehlsandvorkommen der Probennummer I-5-1 aus der Karstsenke am Habsberg[1] und der Probennummern II-3-1 und II-3-2 aus der Karstsenke von Diesenhof im Norden von Velburg[2]. Außerordentlich reiche Lagen äolischer, feinkörniger Sedimente befinden sich in der gefällearmen Karstsenke am Pfaffenberg östlich von Oberwiesenacker[3]. In diesem Gebiet kommen auch auf den ostexponierten Hängen der Kuppen homogene, verlehmte Lößablagerungen vor. Die Akkumulation von Mehlsand war hier offenbar besonders stark, bzw. die Abschwemmung relativ unbedeutend. Zur genaueren Kennzeichnung der Sedimentfolge und der Lagerungsverhältnisse wurden die Ergebnisse der Bohrserie P 1 bis P 9 am Pfaffenberg in der Karstsenke bei Richthof-Bogenhof[3] in der Abbildung 3 zusammengefaßt. Eine genauere Charakterisierung der entsprechenden Bohrprofile und Bodenproben ist der Beschreibung repräsentativer Bohrungen im Anhang zu entnehmen.

Auch die nach Westen weit geöffnete Karstmulde zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg im Norden von Kirchenwinn[4] ist ein bedeutendes Akkumulationszentrum äolischer Mehlsandsedimente. Besonders der flache westexponierte Hang an der östlichen Begrenzung der Karstmulde und der mit einem System von Dolinen versehene Muldenboden sind mit erheblichen Lößablagerungen ausgestattet. Sedimentfolge und Lagerungsverhältnisse dieser Bohrserie A 1 bis A 11 sind in Abbildung 4 veranschaulicht.

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6635 Lauterhofen; vgl. bes. Karte 4 (Bohrung 5 im Südosten von Engelsberg)
2) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg; vgl. bes. Karte 5 (Bohrung 3 im Südosten von Reichertswinn)
3) Top. Karte 1:25 000, 6735 Deining; vgl. auch Karte 5 (Bohrserie P 1 bis P 9)
4) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg; vgl. bes. Karte 5 (Bohrserie A 1 bis A 11).

Proben-nummer	Tiefe der Probe in cm	Opak	Alterit	Zirkon	Turmalin	Rutil	Anatas	Brookit	Titanit	Staurolit	Monazit	Granat	Epidot	Pistazit	Hornblende	Augit	Spinell
III-41-1	0 - 50	18	7	58	1	8	5	3	–	1	1	11	–	5	3	1	–
III-49-1	0 - 30	31	21	58	–	14	2	2	–	–	4	9	–	4	2	5	–
IV-59-1	0 - 50	22	3	57	3	6	11	2	–	1	2	6	–	5	1	4	–
IV-59-2	50 - 120	13	5	69	6	4	3	1	–	1	1	1	–	7	2	5	–
V-71-1	0 - 30	37	20	40	28	15	–	–	–	5	–	12	–	–	–	–	–
V-72-1	0 - 40	28	11	40	20	10	1	–	–	7	–	19	3	–	1	–	–
V-73-1 x)	0 - 60	27	7	41	13	7	–	–	–	3	–	43	–	–	–	–	2
H_{3-7} xx)	40 - 55	15	18	37	1	5	27	–	–	–	18	8	4		–	–	–
S_{35-264} xx)	40 - 50	25	10	59	1	5	3	–	–	1	–	17	5		6	2	–
S_{30-243} xx)	60 - 70	31	4	61	4	6	–	–	–	–	–	15	5		6	3	–

x) Statt 100 wurden nur 60 Mineralien ausgezählt

xx) Diese Proben wurden von Frl. Dr. Dörrer, Mannheim, zur Verfügung gestellt

Tab. 12: Die Schwermineralzusammensetzung äolischer Sedimente aus der Kuppenalb (III-41 u. III-49), der Flächenalb (IV-59 u. V-71), der Stufenstirn der Mittl. Frankenalb (V-72), dem Albvorland (V-73) und dem Steigerwald (H 3-7, S 35-264 u. S 30-243)

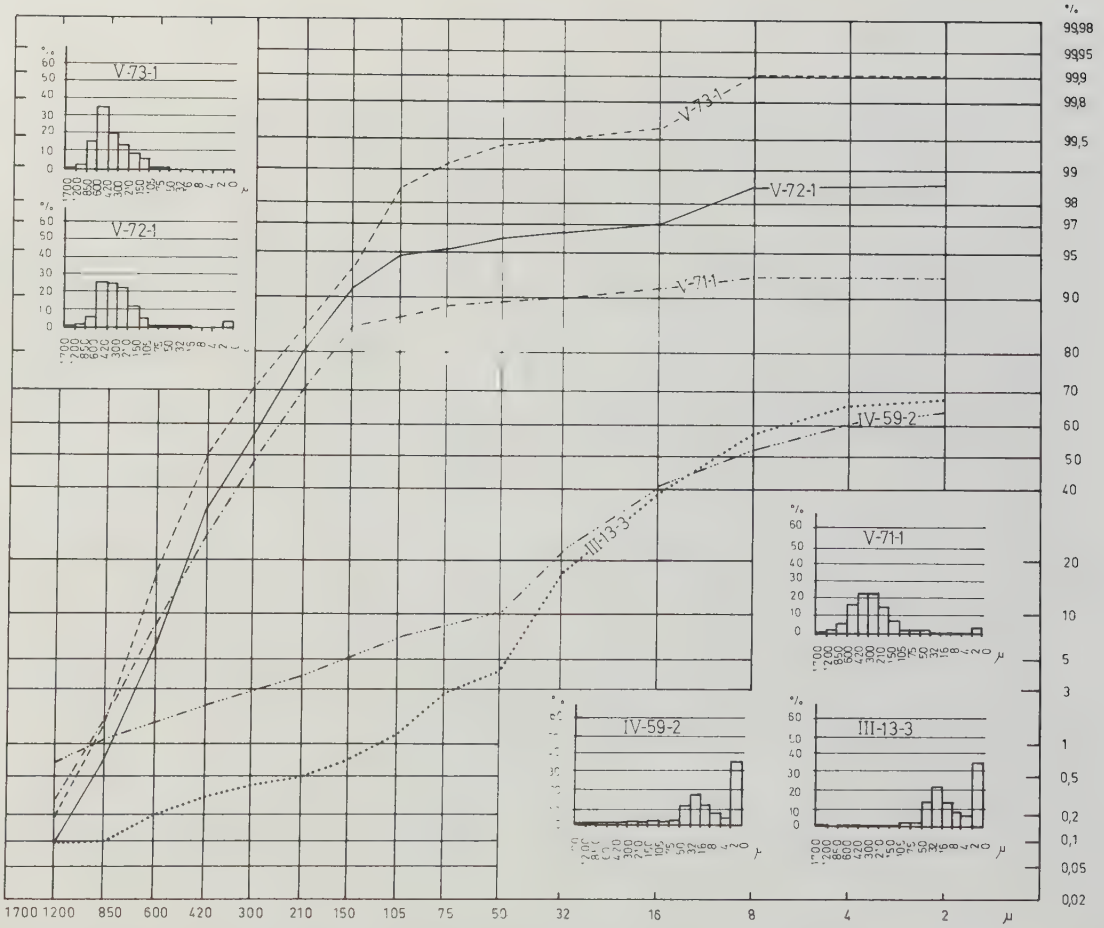


Fig 7 DIE KORNGRÖSSENVERTEILUNG AUSGEWÄHLTER PROBEN VON LOSS UND ÄOLISCHEN DECKSANDSEDIMENTEN
(V-73 Albvorland, V-72 Albtrauf, V-71 u. IV-59 Flächenalb, III-3 Kuppenalb im N. von Gebertshofen)

Um die Herkunft der äolischen Ablagerungen zu ermitteln, wurde die Schwermineralzusammensetzung charakteristischer Löß- und Decksandproben aus der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb mit Proben der Flächenalb und des Steilabfalls der Frankenalb, des Albvorlandes und des Steigerwaldes verglichen. Dazu hat Frl. Dr. Dörrer, Mannheim, dankenswerterweise die Ergebnisse einiger Löß- und Decksandproben aus ihrem Arbeitsgebiet im Steigerwald[1] als Vergleichsmaterial zur Verfügung gestellt (Vgl. Dörrer 1966). Von Osten nach Westen wurden folgende Proben einer vergleichenden Betrachtung unterworfen[1]:
Probe III-41-1 aus dem nördlichen Teil der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb im Gebiete von Frechetsfeld[2], Probe III-49-1 vom westlichen Rand der Kuppenalb am Übergang zur Flächenalb im Raume Muttenshofen[2], Probe IV-59-1 und Probe IV-59-2 aus der Flächenalb im Gebiet von Stöckelsberg[3], Probe V-71-1 vom westlichen Rand der Flächenalb am Steilabfall der Fränkischen Alb im Nordosten von Neumarkt[4], Probe V-72-1 aus mittlerer Höhe am Albtrauf im Nordosten von Neumarkt[4], Probe V-73-1 aus den Dünen des Albvorlandes im Raume von Altdorf[5], Probe H_{3-7} vom Schwanbergplateau[6], Probe S_{30-243} und Probe S_{35-264} aus dem Raume des Wehrbachtales[6] südwestlich des Schwanberges. Der Vergleich mit dem im Westen der Frankenalb vorgelagerten Keupergebiet war besonders reizvoll, da Dörrer (1966) auf den Hochflächen und in den Talzonen des Steigerwaldes ebenfalls äolisches Material nachweisen konnte.

Trotz transportbedingter Differenzierungen im Sortierungsgrad der Korngrößen weisen diese Proben, wie Tabelle 12 Seite 107 zeigt, in der schwermineralogischen Zusammensetzung ganz erstaunliche Übereinstimmungen auf. Besonders beachtenswert ist die Zirkon-Rutil-Granat Vergesellschaftung[7].

---

1) Vgl. Tab. 12 Seite 107
2) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. Morphologische Übersichtskarte, Bohrgruppe III
3) Top. Karte 1:25 000, 6634 Altdorf; vgl. Morphologische Übersichtskarte, Bohrgruppe IV
4) Top. Karte 1:25 000, 6734 Neumarkt; vgl. Morphologische Übersichtskarte, Bohrgruppe V
5) Top. Karte 1:25 000, 6634 Altdorf
6) Top. Karte 1:25 000, 6227 Iphofen
7) Vgl. Schnitzer (1954) und Höhl (1958).

Die Mineralien der Epidot-Pistazit-Gruppe fehlen lediglich in einigen der mittel- und grobsandigen Proben aus dem Albvorland bzw. der Stufenstirn der Frankenalb. In allen feinkörnigen äolischen Sedimenten sind sie, wie auch aus der Tabelle 10 zu entnehmen ist, eindeutig nachweisbar. Das Auftreten von Mineralien der Augitgruppe in äolischen Sedimentproben läßt die Vermutung aufkommen, daß vulkanischem Material als Gemengteil eine gewisse Rolle zuzuschreiben ist. Die Korngrößenzusammensetzung einiger Proben aus der aufgeführten Reihe gibt die Figur 7 Seite 108 wieder. Die Probe III-13-3 wurde für den Bereich der Kuppenalb stellvertretend für III-49-1 in das Diagramm der Korngrößenverteilung aufgenommen. Beachtenswert ist der gleichmäßige Sortierungsgrad der grobkörnigen Proben V-71-1, V-72-1 und V-73-1. Je feinkörniger die Zusammensetzung der Fraktion wird, die das Maximum im Histogramm der granulometrischen Analyse repräsentiert, um so weiter im Osten liegt die betreffende Probe, d.h. um so größer war die beim äolischen Transport zurückzulegende Wegstrecke. Die Probe III-13-3 aus der Kuppenalb entspricht den in Figur 5 Seite 101 und Figur 6 Seite 102 aufgeführten Löß- und Schwemmlößproben. Alle daraufhin untersuchten Proben haben die Tatsache gemeinsam, daß in ihrer Tonfraktion die illitischen Tonmineralien die des Kaolinits weit überwiegen; sie sind also nicht zu den disharmonischen Mineralgesellschaften im Sinne Bakkers (1966) zu rechnen. Das gilt auch für die äolischen Sedimente des Steigerwaldes. Es handelt sich also grundsätzlich um recht junges, postmiozänes Material. Ein weiteres Indiz für die Anwehung von Löß und Decksand aus den der Fränkischen Alb im Westen vorgelagerten Gebieten liegt in der Tatsache begründet, daß die nichtäolischen Sedimente des Untersuchungsgebietes, im Gegensatz zu den äolischen Ablagerungen, nach den vorliegenden Ergebnissen sehr arm an Granatmineralien im Schwermineralspektrum sind. Die das Ausgangsmaterial bereitstellenden Keuperschichten enthalten dagegen auffallend viel Granatmineralien (Schnitzer 1954). Dies trifft besonders für den Blasensandstein zu.

Große Teile der ehedem weit verbreiteten, äolischen Sedi-

mente sind mit Sicherheit der postsedimentären, denudativen und erosiven Abtragung zum Opfer gefallen. In den trockenen Talungen und Trockentälern können äolische Ablagerungsprodukte meist nur mehr am Fuße der westexponierten Hänge, die ehedem die bevorzugten Absetzungsorte für den Flugsand darstellten, nachgewiesen werden. Dieses Material befindet sich in sekundärer Lagerstätte, da es deutliche Zeichen der Verschwemmung, also des postsedimentären Transportes aufweist. Die Lagerungsverhältnisse und die Zusammensetzung derartiger Mehlsandvorkommen können u.a. den Ergebnissen der Bohrserie H 1 bis H 8 zwischen dem Habsberg und dem Rabenberg im Trokkental südlich von Engelsberg entnommen werden[1]. Die Boden- und Sedimenttypen der Einzelprofile der Bohrserie H 1 bis H 8 gibt die Abbildung 5 wieder.

1) Vgl. Beschreibung der entsprechenden Bohrprofile im Anhang.

III. Rezente morphologische Veränderungen

1. Die derzeitigen Verwitterungs- und Abtragungsprozesse

Die Kuppenalb der Mittleren Frankenalb ist eine Reliktlandschaft des Karstes, die durch unterschiedliche klimamorphologische Entwicklungsmechanismen entstanden ist. Sie weist deshalb eine entsprechend komplizierte Gemeinschaft polyklimatischer Landschaftsphänomene auf. Diese durch sedimentologische Befunde gestützte Auffassung wird durch die Tatsache untermauert, daß die heutigen Verwitterungs- und Abtragungskräfte nur mehr eine zweitrangige Rolle spielen. Die landschaftsformend retardierenden Momente der Verkarstung und Trockenlegung erhalten die überkommenen naturräumlichen Landformen weitgehend in ihrer fossilen Ausprägung. Seit dem Pliozän ist die chemische Verwitterung im Vergleich zur mechanischen nicht mehr von so großer Bedeutung. Allerdings arbeiten grundsätzlich auch heute beide Verwitterungsformen an den faziell verschiedenen Gesteinsarten der Schicht- und Massenkalke, an den Schwammriffen und metasomatischen Dolomitbildungen. Unterstützt wird die rezente chemische Verwitterung durch die gut entwickelte Biosphäre, also den Bereich der Erdkruste, der die Gesamtheit aller lebenden Organismen umfaßt. Die morphologische Wirksamkeit der Hangabspülung wird dagegen durch das ziemlich dichte Pflanzenkleid erheblich eingeschränkt. Das Gekriech der tonigen und lehmigen Albüberdeckung kann an den Hängen der Karstkuppen durch die Abflußbremse des Pflanzenkleides weitgehend blockiert werden. Im Frühjahr und während des Sommers durchtränken das Schneeschmelzwasser und die reichlichen Niederschläge die Sedimente der Albüberdeckung und die dünnen, rezenten Rendzinabildungen. Die Zersetzung des anstehenden Grundfelses im Zuge der Hydrolyse, Hydratation und Lösung, unterstützt durch Humussäuren und biogenes Kohlendioxid, schreitet deshalb, wenn auch in bescheidenem Umfange, weiter fort. Während des Winters wirkt der Spaltenfrost auf physikalischem Wege gesteinszertrümmernd, was in der Landschaft der Kuppenalb deshalb von erheblicher Bedeutung ist, weil sich der Dolomit

bei homogener Struktur gegenüber der rezenten chemischen Verwitterung wesentlich widerstandsfähiger erweist als der Kalk.

Da die oberirdische Entwässerung im Untersuchungsgebiet durch den fortschreitenden Verkarstungsprozeß bis auf sporadische Ausnahmen fast ganz unterbunden wurde, kam der erosive Abtransport von Verwitterungsmaterial weitgehend zum Stillstand. Die Landschaftsentwicklung weist somit eine sehr beharrende Tendenz auf und das Gesamtbild der Landschaft entwickelt museale Züge.

2. Der anthropogene Gestaltungsfaktor

Wie in sehr vielen Landschaften des mitteleuropäischen Raumes ist auch im Landschaftsbild der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb trotz geringer Verstädterung und Zersiedlung der landschaftsmodifizierende Einfluß des Menschen nicht zu übersehen. Das Gebiet der Fränkischen Alb gehört als Teilgebiet der Verbreitungszone der Steppenheidevegetation zu den sehr früh besiedelten Räumen Mitteleuropas. Für den Akkerbau eigneten sich aber über lange historische Zeiträume hinweg nur die flacheren Hangteile und Einsattelungen zwischen den Karstkuppen, die einen zersatzreichen, wenig tiefgründigen, nur teilweise verlehmten Boden aufweisen. Trotz der Beschwernis der Feldbestellung am Hang wurden jene Gebiete bevorzugt für den Ackerbau erschlossen, weil die Böden der Dellen, Trockentäler, Karstkessel usw. sehr häufig eine Akkumulation von zähplastischen Kalksteinbraunlehmen bzw. schweren bis sehr schweren Tonen enthalten, die ohne die heutigen agrartechnischen Hilfsmittel kaum zu bearbeiten und somit größtenteils dem Wiesen- und Weideland vorbehalten waren.

Dieser Sachverhalt bedingte aber notwendigerweise eine erhebliche Rodung im Hangbereich, wodurch der denudative Abtransport von Verwitterungsmaterial in seiner landschaftsformenden Wirksamkeit durch den Menschen erheblich gesteigert wurde. Der physikalisch-chemische Einfluß auf das anstehende Muttergestein ist dadurch ohne Zweifel von neuem

verstärkt worden.

An vielen Stellen der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb findet man in der Regel aufgelassene, kleinere Sandgruben, die früher, während einer weitgehenden Autarkie des Lebens in jenem abseits von Ballungszentren und Durchgangsstraßen liegenden Gebiet, als Lieferanten feinklastischen Baumaterials dienten. Diese Dolomitsandgruben bezeugen die in Refugien erhaltenen Zersatzzonen aus einer in die Tiefe gehenden Verwitterungsepoche. Sie sind wesentlich zahlreicher als die Steinbrüche, was auf die große Verbreitung des Dolomitsandes hinweist. In einer Tiefe von 350 - 400 cm befindet sich an einem Aufschluß im Osten von Eckertsfeld[1] (Probennummer III-38-10) feinkörniger Dolomitsand, der im bodenfeuchten Zustand die Farbe 10 YR 5/8 yellowish brown aufweist. Die dort entnommene Probe besteht zu 90 % aus Karbonaten, der pH-Wert liegt deshalb deutlich im alkalischen Bereich. Wie überall im Untersuchungsgebiet ist auch an diesem Aufschluß die Tatsache besonders beachtenswert, daß die Verwitterung sehr verschieden weit in die Tiefe geht. Bereits in höheren Lagen steht festes, unzersetztes Muttergestein an. An Fugen, Klüften und Spalten tasteten sich die Verwitterung und Zersetzung bis in größere Tiefen vor, so daß nirgends ein einigermaßen einheitliches Verwitterungsniveau angegeben werden kann. Da sich solche Zersatzzonen häufig nach unten rasch verjüngen, wurden sie, wie auch in diesem Falle, bald wenig ergiebig und wieder aufgegeben.

Die Vergrusung erreichte in den verwitterungsintensiven Phasen der Landschaftsdifferenzierung ein beachtenswertes Ausmaß. Die Deckschichten der Alb enthalten in den Zersatzzonen allenthalben stark verwitterte psephitische Bestandteile, die mit der Hand zerdrückt, bzw. mit dem Messer geschabt und umgeformt werden können. Obwohl sie als Ganzes noch zur makroklastischen Fraktion der Deckschichten zu zählen sind, haben sie doch ihren inneren Zusammenhalt eingebüßt.
In einem Aufschluß im Nordwesten von Frechetsfeld[1] (Probennummer III-9-9) sind in einer Tiefe von 250 - 300 cm dolo-

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. Karte 3.

mitische, sandige Zersetzungsprodukte angetroffen worden, die im bodenfeuchten Zustand die Farbe 10 YR 6/2,5 aufweisen, einen Quarzgehalt von 5 - 10 % besitzen und durch eine deutliche Kaolinitdominanz in der Tonfraktion gekennzeichnet sind. Ohne Zweifel besitzt diese Zersatzzone ein präquartäres Alter. Der im Untersuchungsgebiet anstehende, unverwitterte Dolomit setzt sich, wie u.a. die Gesteinsproben I-48 vom Habsberg[1)] und III-83 vom Poppberg[2)] zeigen, im säureunlöslichen Rückstand zu weit über 90 % aus Quarz und Feldspat zusammen. Wohldefinierte Tonmineralien konnten bei diesen Proben überhaupt nicht aufgefunden werden. Die in sehr geringer Konzentration bei der röntgenologischen Analyse nachgewiesenen ungeordneten Tonmineralien stellen allenfalls die Vorstufe eines Schichtsilikates dar. Bei der Dolomitsandprobe III-9-9 des Aufschlusses von Frechetsfeld handelt es sich dagegen um Verwitterungsprodukte aus dem Hochstand der Gesteinszersetzung der wechselfeucht warmen Perioden des Tertiärs. Die Verwitterung begnügte sich hier nicht mit einer bloßen mechanischen Aufteilung und Zerlegung des Muttergesteins, sondern führte zu einer Zersetzung und chemischen Umsetzung unter Neuformung von klimaspezifischen Tonmineralien.

Dieses Ergebnis über die Bildungsmechanismen des Dolomitsandes ist mit der Auffassung Schnitzers (1963) zu vergleichen, der den tiefgründig verwitterten Dolomit ebenfalls als eine fossile Bildung betrachtet, die nach seiner Meinung ins Jungtertiär zurückreichen könnte. Die erwähnte Kaolinitdominanz der Probe III-9-9 rechtfertigt sogar die Annahme eines noch etwas höheren Alters. Der Beginn der tiefgründigen Vergrusung und Verwitterung des Dolomits ist somit sicherlich in das Mitteltertiär zu verlegen. Da in anderen Dolomitsandproben das Tonmineral Kaolinit keine beherrschende Stellung mehr einnimmt und teilweise vom Illit mengenmäßig übertroffen wird (z.B. Probennummer III-38-10 am Fuchsbühl bei Eckertsfeld), ist die Entwicklung des Dolomitsandes bis ins Jungtertiär als gesichert anzusehen.

Im Zuge des über das gesamte Gelände der Kuppenalb der Mitt-

1) Vgl. Karte 4
2) Vgl. Karte 3

leren Fränkischen Alb verbreiteten Abbaus dieser von der Natur bereitgestellten fossilen Produkte, hat der Mensch das naturräumliche Bild der Landschaft entscheidend modifiziert.

Anthropogener Entstehung sind die auch heute noch stellenweise anzutreffenden Hülen. Diese Wasserlöcher sind in kleinen, mit Lehmen und Tonen abgedichteten, natürlichen Hohlformen des Geländes angelegt. In ihnen sammelte sich nach ergiebigen Niederschlägen das Regenwasser, das im Wassermangelgebiet des Karstes ehedem zur Viehtränke unentbehrlich war. Die Hülen konnten bislang als typische Erscheinungsformen der Kulturlandschaft des Karstes angesehen werden. Durch zentrale Gruppenwasserversorgung auf der Basis von Tiefbohrungen, die die mächtigen verkarsteten Schichten des oberen Juras durchteuften, haben sie ihre Funktion verloren und werden oftmals ebenso mit Bauschutt und Müll zugeschüttet, wie dorfnahe Dolinen, die leider allenthalben als willkommene Ablagerungsplätze für diversen Sperrmüll verwendet werden. Auf diese Weise gehen prägnante Merkmale der Karstlandschaft als morphologische Leitformen verloren, zumal alle Neuanlagen von Dolinen, die spontan immer wieder bei großer Bodenfeuchtigkeit auf den Feldern auftreten, sofort an der weiteren Ausdifferenzierung gehindert werden, indem man sie zuschüttet, bzw. im Frühstadium ihrer Bildung überackert. Am Südwest- und Südfuße des Habsberges[1)] und anderen Stellen konnten bei der Schneeschmelze immer wieder solche Ursprungsstellen der Dolinenbildung beobachtet werden.

Die Kuppenalb der Mittleren Frankenalb war bis vor wenigen Jahrzehnten eine von der modernen verkehrstechnischen, militärischen und überregional wirtschaftlichen Entwicklung wenig tangierte Landschaft. In letzter Zeit hat sich hier aber Entscheidendes geändert. Das Gebiet wurde verkehrsmäßig gut erschlossen; den einstweiligen Höhepunkt in dieser Entwicklung stellt der Autobahnbau Nürnberg - Amberg dar. Dabei wurden aber erhebliche Eingriffe in das Gesamtgefüge des Landschaftsbildes notwendig. Zur Anlage der Trassen der Autobahn und anderer Straßen wurden ganze Karstkuppen oder Teile davon gesprengt und abgetragen; an anderen Stellen beseitigte

1) Top. Karte 1:25 000, 6635 Lauterhofen

man Kalk- und Dolomitkuppen zur Bereitung von Schottermaterial für den Straßenbau. Einige Steinbrüche erheblichen Umfanges dokumentieren den Einzug einer überregional wirtschaftlichen Entwicklung auf der Basis der Bruchstein-, Schotter- und Zementherstellung. Besonders krasse landschaftsvariierende Folgen zog die Anlage des Truppenübungsplatzes Nainhof - Hohenfels[1)] nach sich. Durch die Bewegung schwerer militärischer Fahrzeuge im Gelände, die militärische Verkehrserschließung und die militärtechnischen Übungen ist die Physiognomie der Landschaft raschen Veränderungen unterworfen. Die natürliche Beharrungstendenz der Landschaft der Mittleren Frankenalb wird durch diese anthropogenen Einflüsse teilweise stark verringert bzw. ganz aufgehoben.

1) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg; vgl. die Morphologische Übersichtskarte.

C. DER BODEN- UND SEDIMENTAUFBAU INNERHALB KONKRETER NATURRÄUMLICHER EINHEITEN DER KUPPENALB

- AUFGEZEIGT AN AUSGEWÄHLTEN BEISPIELEN -

Um die granuläre und mineralogische Boden- und Sedimentzusammensetzung, die Intensität der Verwitterung des kalzitischen und dolomitischen Grundfelses, sowie den Wechsel im Aufbau der tonigen und lehmigen Albüberdeckung innerhalb konkreter naturräumlicher Einheiten der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb bestimmen und erfassen zu können, wurde in den Trockentälern, Karstmulden und kesselförmigen Karstsenken eine Reihe von Bohrserien an besonders geeigneten Stellen durchgeführt[1]. Die Einzelbohrungen der jeweiligen Bohrserien sind nahe beieinanderliegend niedergebracht worden. Die Entscheidung über Lokalisierung und Verlauf der Bohrserien erfolgte ohne Berücksichtigung lokaler Restlagen alter, fossiler Sedimente. Das entscheidende Kriterium der Auswahl lag in orographisch-morphologischen Erscheinungsformen.

Die in diesem Kapitel ausgewählten Bohrserien lassen die charakteristischen Gesetzmäßigkeiten deutlich in Erscheinung treten. Sie geben Auskunft über die Dynamik des Verwitterungs-, Abtragungs- und Sedimentationsgeschehens, zeigen den unterschiedlichen Fossilitätsgrad bestimmter Formgesellschaften der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb auf und veranschaulichen das verschieden tiefe Vordringen der Verwitterung in Abhängigkeit von der Exposition an den Hängen der asymmetrischen Kuppen des Geländes. Auch die Erscheinung der präpleistozänen und pleistozänen Ausräumung der alten, kaolinitreichen Rotlehme und die Anreicherung der Böden und Sedimente mit jungen, illitreichen Braunlehmen wird durch die Bohrserien belegt. Die Intensität des Materialtransports

---

1) Vgl. u.a.:
Bohrserie D 1 - D 8; vgl. Karte 3
Bohrserien K 1 - K 8 und H 1 - H 8; vgl. Karte 4
Bohrserien P 1 - P 9 und A 1 - A 11; vgl. Karte 5.

durch fließendes Wasser kann an der Ausprägung der Zweiphasigkeit der Sedimente abgelesen werden. Ferner wird das Phänomen der pleistozän-periglazialen Beeinflussung der Landschaft durch solifluidalen Bodentransport, durch Differenzierungen kryoturbater Natur in den Lagerungsverhältnissen der Böden und Sedimente und durch Löß- und Flugsandakkumulationen an bestimmten Stellen des Arbeitsgebietes deutlich. Die Ergebnisse der jeweiligen Bohrserien sind in knapper, zusammenfassender Form wiedergegeben.

I. Karsthohlformen mit mehrphasigen und polygenetischen Sedimenten

Bohrprofile im Trockental zwischen Dillberg und Lenzerberg bei Eckeltshof[1)]

Die von Nordosten nach Südwesten verlaufende Bohrserie mit den Einzelbohrungen D 1 bis D 8 zwischen dem Dillberg und dem Lenzerberg erfaßt Sedimente sehr unterschiedlicher Textur und mineralogisch-petrographischer Zusammensetzung. Während der Südwesthang des Dillberges lediglich ein flachgründiges, grobschuttreiches Rendzinaprofil über dem sehr stark verwitterten Grundfels entwickelt hat, erreicht die Bohrung in den lockeren Verwitterungsbildungen und Umlagerungsprodukten am Fuße dieser Karstkuppe in Südwestexposition bereits über 200 cm Tiefe. Unter der vom Menschen beeinflußten Ackerkrume befindet sich ein relativ mächtiges Sediment kolluvialer Natur, das der Periode periglazialer, solifluidaler Massentransporte des Pleistozäns entstammt. Gerundete Quarzkörnchen sind hier im Gegensatz zu den Bohrungen im eigentlichen Trockental nicht vorhanden. Über dem verwitterten anstehenden Grundfels liegen in 100 - 200 cm Tiefe rotbraune Tone und Lehme, die auf Grund ihrer Färbung möglicherweise umgelagerte und vermengte Tonkomponenten präpleistozäner Entstehung als Gemengteil enthalten.

Im Nordosten des Trockentales selbst treten in

1) Top. Karte 1:25 000, 6535 Alfeld; vgl. bes. Karte 3 und Abbildung 1

der Korngröße stark wechselnde, teilweise mehrphasige Sedimente auf, die unterhalb 100 cm Tiefe gerundete bzw. kantengerundete Milchquarzkörner enthalten. Sehr unterschiedlich in der Textur sind auch die Bodenschichten in der Mitte des Trockentales im Nordosten von Eckeltshof. Hornsteinsplitter und größere Kieselkonkretionen, die teilweise eine rote Verwitterungskorona tragen, treten in erheblicher Zahl auf. Daneben findet man Reste von Bohnerzkörnern, die wegen ihrer oberflächlichen Struktur und ihrer Lagerung einen mehrfachen Prozeß der Tieferlegung und Verfrachtung seit ihrer Entstehung unter früh- bis mitteltertiären Klimabedingungen erfahren haben müssen. Im Südwesten der Ortschaft Eckeltshof kommt auf einer Verebnung am Fuße des Lenzerberges eine Reihe aktiver bzw. fossiler Dolinen vor. In der Nachbarschaft einer der seit langer Zeit verschwemmten, absolut plombierten Doline , die durch private Baumaßnahmen aufgeschlossen wurde, befindet sich eine alternierende Sedimentationsfolge mit umgelagerten und vermengten, teilweise tertiären Verwitterungsprodukten, was der sehr hohe Kaolinitgehalt innerhalb der Fraktion kleiner 1 Mikron bei fast allen Proben der Bohrung bestätigt. Illit tritt meist nur in Spuren auf. In 80 cm und 120 cm Bodentiefe beträgt der Kaolinitgehalt 80 bis 85 %, bei einem Anteil an Quarzmineralien von 10 % und einer Goethitbeimengung von 5 bis 10 % (Bohrung III-8; Probennummern III-8-1 bis III-8-10).
Diese ehemaligen Dolinen fungierten somit ehedem als Akkumulationszentren der kaolinitreichen Verwitterungsreste aus den Hochphasen der chemischen Mineralneu- und Umbildungen des mittleren Tertiärs. Die runden bis kantengerundeten Quarzkörner, die zuweilen in Form von kleineren Linsen zusammengefaßt sind, verdeutlichen den zweiphasigen Charakter des Sediments. Die Dolinen nahmen demnach episodisch stark linienhaft fließendes Wasser auf. Die Größenverteilung der Fraktionen der Einzelproben bei der Bohrung III-8 gibt die Figur 8 Seite 121 wieder.
Bemerkenswert bei diesen Sedimenten mit starker Beteiligung fossilen, mitteltertiären Tons ist der verhältnismäßig hohe Anteil an Quarzmineralien, die durch Zersetzung von Silika-

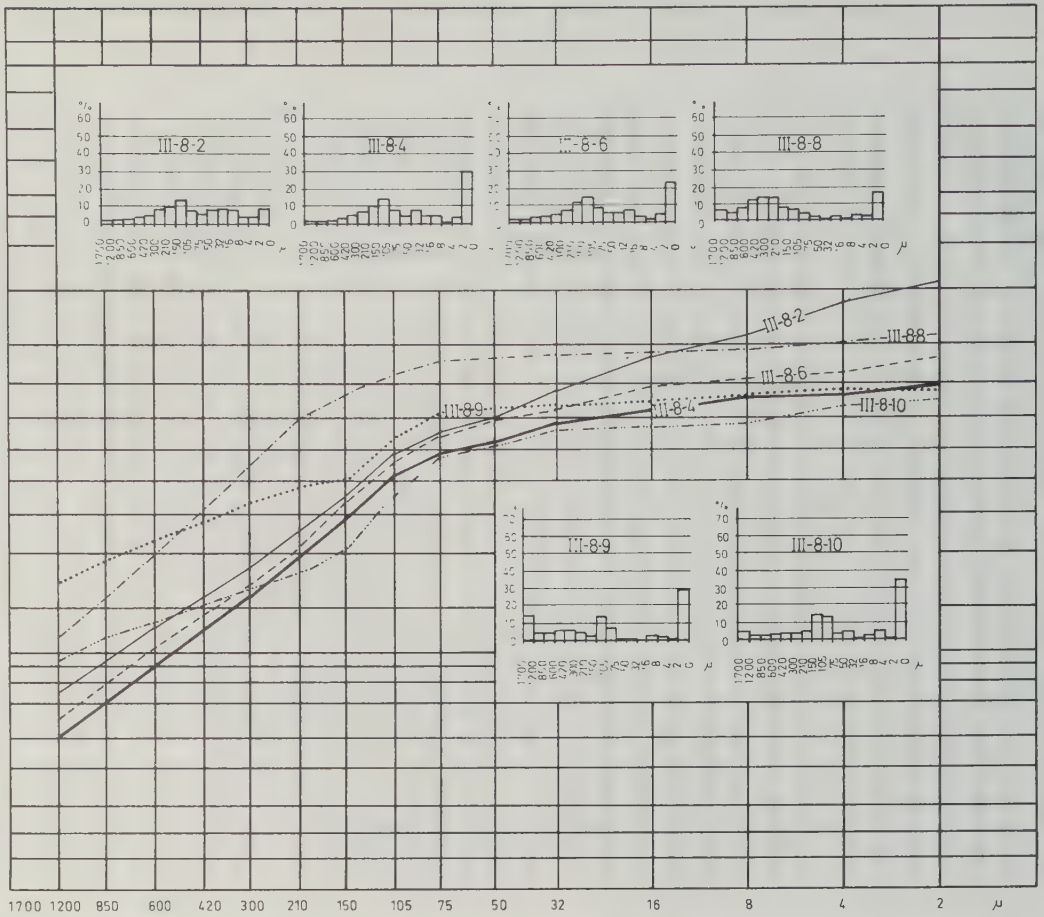


Fig 8 DIE KORNGROSSENVERTEILUNG VON PROBEN DER BOHRUNG III-8 MIT ALTERNIERENDEN POLYGENETISCHEN ABLAGERUNGEN (Kuppenalb bei Eckeltshof)

ten und Kieselnadeln der Schwammstrukturen in den Schwammriffen entstanden sind. Ihre Ausfällung vollzog sich in den Silifizierungsphasen der obereozän-oligozänen Trockenperioden. Bei der Koagulation der mobilen Kieselsäurekolloide bilden sich zunächst fein verteilte Quarzmineralien, schließlich kreideähnliche, weiße, aber karbonatfreie Ausfällungen und endlich Konkretionen in Form fester und schwer verwitterbarer Hornsteine.

Die in Begleitung von sehr kaolinitreichen Tonen in der Mittleren Frankenalb auftretenden Verkieselungen sind somit den Kieselbildungen gleichzusetzen, die Cramer (1928) für verschiedene Teile der Frankenalb beschrieben und eozänen Trockenzonen zugeordnet hat. In Vertiefungen des Karstes der Schwäbischen Alb existieren nach Jessen (1938) gleichfalls Roterdebildungen mit Quarzithorizonten, die oligozänen Trockenperioden ihre Entstehung verdanken[1)].

Fossile Böden und Sedimente sind durch eine Reihe charakteristischer Erscheinungsformen ausgezeichnet; neben granulären und mineralogisch-petrographischen Merkmalen spielt auch die Färbung eine gewisse, wenn auch nicht entscheidende Rolle bei der chronologischen Einordnung. Die rote Färbung der fossilen Rotlehme und Roterden auf karbonatischem Substrat ist in erster Linie eine Folge der Anreicherung von Eisen-III-Verbindungen, insbesondere von Goethit und Haematit; darüberhinaus beruht sie auf einer außergewöhnlich geringen Konzentration an humosen, dunkelfärbenden Stoffen und ist somit ein Indiz für hochaktive chemische Verwitterungsprozesse während der Zeit ihrer Entstehung. Der selektive Prozeß der Eisenanreicherung vollzog sich über die Oxydation von Eisen-II-Verbindungen unter Bildung von kolloidem Eisenhydroxid. Bei Ausfällung dieses Hydrosols durch Wasserentzug oder am Kontakt mit dem karbonatischen Untergrund erreichten die roten Verwitterungs- und Umlagerungsprodukte einen Gehalt an rotem Eisenoxid von 5 bis 10 %. Dieses Ergebnis hat für den Bereich der Mittleren Frankenalb allgemeine Gültigkeit. Der Prozentsatz an

1) Vgl. dazu bes. Seite 61

rotem Eisenoxid mehrerer charakteristischer Roterden- und Rotlehmproben aus verschiedenen Räumen des Untersuchungsgebietes, die den Profilen aus unterschiedlicher Tiefe entnommen wurden, liegt immer innerhalb dieser Größenordnung (z.B.: Probennummern III-1-4, III-4-6, III-8-6, III-8-7, III-20-2, III-20-6 usw.). Das Kalkgestein selbst hat dagegen nach G. Wagner (1960) einen Eisenanteil von meist nur 0,1 bis 0,5 %.

Im nordöstlichen Vorfeld des Lenzerberges bei Eckeltshof wurde im Rahmen einer Profilgrabung eine Sedimentprobe vom unteren, konisch verjüngten Ende einer der verschwemmten und damit fossilen Dolinen entnommen. Das Sedimentmaterial hat in einer Tiefe von 210 cm eine graue Färbung. Es besteht gemäß der granulometrischen Analyse aus fein- bis mittelkörnigen Sanden mit einem Anteil von 24 % Ton. Die Tonfraktion setzt sich an dieser morphologisch bemerkenswerten Stelle vollkommen aus dem besonders stabilen Tonmineral Kaolinit zusammen.
Am Grunde dieses ehemaligen Dolinenbodens haben sich somit am Rande des Trockentales, in etwas erhöhter Lage und in einer für die Konservierung günstigen Exposition, Verwitterungsprodukte aus der eozänen Phase der wechselvollen Geschichte der Landschaftsgenese der Mittleren Frankenalb in reiner Form erhalten können. In anderen Abschnitten der Bohrserie D 1 - D 8, wie in fast allen Teilen des Untersuchungsgebietes, sind sie nachträglich ganz beseitigt oder stark mit pliozänen und postpliozänen, vorwiegend illitischen Verwitterungsresten vermengt worden. Man findet deshalb in den weitverbreiteten postmiozänen Kalksteinbraunlehmen nur mehr Rotlehmkörnchen als sporadische Einsprenglinge. Bei der Umarbeitung, Verfrachtung und neuen Sedimentation älterer Bodenprofile kam es immer zu einer Vermengung mit jüngeren Tonneubildungen und damit zu einer entscheidenden Herabsetzung des Kaolinitgehaltes. Den jüngeren Sedimenten fehlt auch die rote Färbung; allerdings müssen Farbausprägung und Kaolinitgehalt des Sedimentes, wie das obige Beispiel zeigt, nicht unbedingt korrespondieren. Auch die auf karbonatischem Untergrund entwickelte Terra rossa

des Mittelmeerraumes ist durch ihre Illitdominanz gekennzeichnet (Levelt 1965).
Besonders beachtenswert bei dieser Fundstelle (Bohrung III-60) ist also die Tatsache, daß fossile Sedimente mit absoluter Kaolinitdominanz innerhalb der Tonfraktion in eindeutiger Weise einem morphologischen Reliktfundort zugeordnet werden können. Die Profilgrabung hat ohne Zweifel das Ende eines recht alten, tiefen Akkumulationsschachtes freigelegt, der sein Sedimentmaterial bei der Füllung aus einem längst abgetragenen, höheren Landschaftsniveau erhalten hat.

Noch einige Meter über der Höhenlage der oben beschriebenen Fundstelle weist der Nordostfuß des Lenzerberges in der Nähe aktiver Dolinen ein verhältnismäßig mächtiges Bodenprofil auf. Die Rauhlöcher gehören zur Kategorie der Korrosionsdolinen; sie erfahren eine beständige Erweiterung durch Lösungsvorgänge im karbonatischen Substrat und sind damit vor Versinterung weitgehend geschützt. Eine jahreszeitliche bzw. episodische Wasserbewegung führt ihnen laufend Sedimentmaterial zu. Es setzt sich in der näheren Umgebung der Dolinen aus feinsandigen Tonen, einem zähen Lehm, der reich an koagulierten Kolloiden ist, und jungen, vom Hang abgetrifteten Wanderschuttmassen zusammen. Dieses Material ist unmittelbar den Zersatzprodukten des Grundfelses aufgelagert.
Der Nordostabhang des Lenzerberges besitzt nur eine extrem dünne, rendzinaartige Kalksteinschwarzerde über dem anstehenden Muttergestein.

Die Bohrserie D 1 bis D 8 zwischen Dillberg und Lenzerberg weist also eine Reihe der für die Kuppenalb der Mittleren Frankenalb charakteristischen Reliefelemente und Sedimentglieder in modellhafter Ausprägung auf. Die topographische Situation gibt die Karte 3 der Kuppenlandschaft um Poppberg-Frechetsfeld Seite 126 wieder. Eine übersichtliche Zusammenfassung der Ergebnisse der Bohrserie aus dem Trockental bei Eckeltshof wurde in Abbildung 1 Seite 125 durchgeführt. Einzelheiten über Struktur und Lagerungsverhältnisse der Bohrungen D 1 bis D 8 sind der Beschreibung im Anhang zu entnehmen.

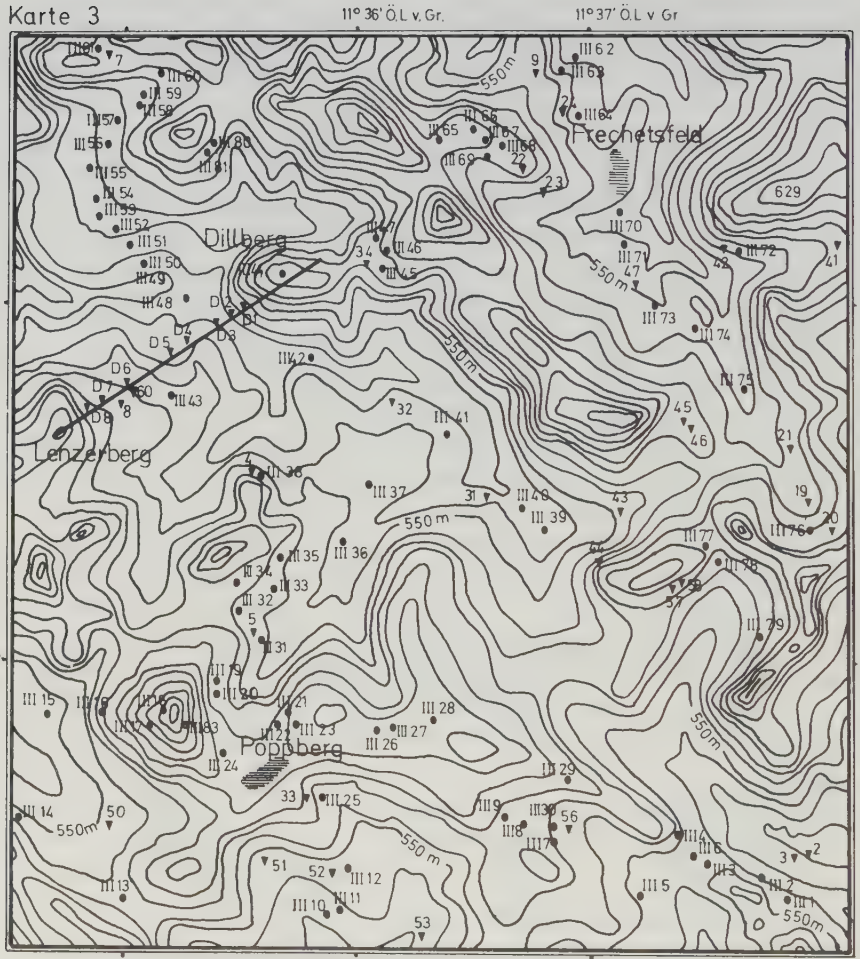
ZEICHENERKLÄRUNG[1]

- TONREICHES KOLLUVIUM
- SANDIGES KOLLUVIUM
- ÄOLISCHER MEHLSAND u.u. über kurze Entfernungen verschwemmt
- VERSCHWEMMTER ÄOLISCHER MEHLSAND MIT FREMDMATERIAL VERMENGT
- MITTLERER, GROBER UND SEHR GROBER SAND
- TON MIT MITTLEREM, GROBEM UND SEHR GROBEM SAND VERMENGT (lehmige Beschaffenheit)
- TON (20-40% unter 2µ Korndurchmesser)
- SCHWERER UND SEHR SCHWERER TON (40-60% bzw. 60-80% < 2µ)
- GEMENGE AUS SAND, GROBSCHUTT UND BLÖCKEN
- ANSTEHENDER GRUNDFELS

1) Zur Einteilung der Korngrössen der Sedimente vergl. Kapitel A II 5

Abb 1

Karte 3



Ausschnitt: Karte 3 *BOHRGRUPPE III*

DIE KUPPENLANDSCHAFT UM POPPBERG - FRECHETSFELD

0 500 1000 1500 2000 m

Zeichenerklärung

▼ 50 BOHRSTELLE UND BOHRUNGSNUMMER (GEBIET DER BOHRGRUPPE III)

●III 50 OBERFLÄCHENPROBE MIT PROBENNUMMER (PROBE 50 IM GEBIET DER BOHRGRUPPE III)

▼ ▼ D1 QUERPROFIL MIT BOHRSERIE UND BOHRUNGSNUMMER

550 JSOHYPSEN (550 m JSOHYPSE VERSTÄRKT)

KARTENGRUNDLAGE: TOP. KARTE V. BAYERN 1 25000 BLATT 6535 ALFELD

II. Bodenbildungen und Akkumulationsprodukte in kuppenumstandenen Karstsenken

1. Bohrprofile in der Karstsenke zwischen Kotzerberg und Habsberg bei Engelsberg[1)]

Die Einzelbohrungen der Bohrserie K 1 bis K 8[1)] erschliessen den Ausgang einer kesselartigen Karstsenke. Diese hufeisenförmig von Kuppen umstandenen morphologischen Phänomene sind für die Kuppenlandschaft der Mittleren Frankenalb im Raume Lauterhofen - Velburg charakteristisch[2)]. Die in engem Abstand niedergebrachten Bohrungen zeigen, daß alle fossilen, jung- bis mitteltertiären Sedimente bis auf unbedeutende Reste ausgeräumt und verfrachtet worden sind. Die Sedimente am Ausgang der Karstsenke werden somit durchwegs von relativ jungen, größtenteils diluvialen Ablagerungen zusammengesetzt. Man findet in den meist braunen, tonigen, lehmigen und selten auch sandigen Akkumulationsprodukten sporadisch Rotlehmkörnchen außerordentlich feinkörniger Textur, bzw. 0,5 bis 1 cm große Hornsteine, die teilweise einen roten, dünnen Verwitterungsüberzug tragen (Farbe im bodenfeuchten Zustand 10 R 3/4).

Die Nordwestabdachung des Kotzerberges besitzt unter einer dünnen, blockreichen Rendzinadecke eine verhältnismäßig mächtige Schicht des intensiv zersetzten anstehenden Grundfelses. An Klüften und Fugen ist die Verwitterung in die Tiefe vorgedrungen. Teilweise erkennt man alte Diffusionsbahnen von Eisenlösungen, die sich an Klüften des zersetzten Dolomits entlangtasten. Dazwischen steht aber auch noch weitgehend kompaktes Muttergestein an. Eine einheitliche Basisfläche der Tiefenverwitterung ist somit nicht vorhanden.

Am sanft ausschwingenden Fuße des Nordwesthanges des Kotzerberges tritt über dem zersetzten und vergrusten Grundfels eine mehrere Dezimeter dicke Schicht aus umgelagerten, verschwemmten und entkalkten äolischen Mehlsanden

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6635 Lauterhofen; vgl. bes. Karte 4 und Abbildung 2
2) Vgl. Karte 4 und Karte 5.

auf. Für die westexponierten Hänge bzw. Fußzonen der Karstknocks der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb ist dieses Phänomen symptomatisch. Die deutlich in Erscheinung tretende Lößfraktion weist das Sediment als größtenteils pleistozän-periglaziale, wahrscheinlich würmkaltzeitliche Ablagerung aus[1].

Ganz besonders mächtig ist die Akkumulation von umgelagertem Löß an der tiefsten Stelle des Profils der Bohrserie K 1 bis K 8 (Bohrung K 4) am Ausgang der Karstsenke. Auch hier ist der feine und grobe Mehlsand der Fraktion 8 bis 50 Mikron größtenteils entkalkt; er besitzt vereinzelt Fremdmaterial in Form von verwittertem Dolomitfeinkies, der eine mürbe, schabbare Zersatzrinde trägt; auch kantig-splittrige Hornsteinchen von 0,5 bis 2 cm Durchmesser kommen vereinzelt im Sediment vor. Eindeutige Spuren der Ausräumung der alten Sedimente aus der präglazialen Entwicklungsphase innerhalb der Reliefevolution treten selbst im Muldentiefsten kaum in Erscheinung, was die Intensität und die Transportkraft dieser Vorgänge unterstreicht. Ausräumung, Überarbeitung und Eintiefung der Hohlformen während der Eiszeit sind somit auch für die kuppenumstandenen Karstsenken des Untersuchungsgebietes besonders entscheidende morphogenetische Phänomene.
Die Bohrserie schneidet nicht den bastionsartig steilen Osthang des Habsbergs, sondern verläuft auf der wesentlich flacher entwickelten Südostseite[2]. Die Mächtigkeit der autochthonen Verwitterungsrückstände, Umwandlungs- und Neubildungsprodukte, sowie des allochthonen Sedimentmaterials unterscheidet sich trotzdem in auffallender Weise von der des gegenüberliegenden Nordwesthanges des Kotzerberges. Die rendzinaartige Kalksteinschwarzerde ist recht dürftig entwickelt. Selbst am Übergang zur Sohle der Karstsenke ist kaum quartärer Kalksteinbraunlehm vorhanden. Lediglich der verlehmte und verschwemmte äolische Mehlsand tritt in der Zusammensetzung der geringmächtigen Deckschicht über dem karbonatischen Grundfels etwas stärker hervor. Diese Erschei-

1) Vgl. bes. Seite 99 und Seite 100
2) Vgl. Karte 4.

nung bestätigt die bereits beschriebene Tatsache, daß sich west- bzw. südwest- und ost- bzw. nordostexponierte Kuppenhänge wesentlich in der Mächtigkeit der Bodenbildung und der Zersatzprodukte unterscheiden. Die Abbildung 2 Seite 130 ermöglicht einen zusammenfassenden Überblick über Hang- und Muldenform und faßt die Ergebnisse der Einzelbohrungen der Bohrserie K 1 bis K 8 zusammen. Die topographische Situation ist aus der Karte 4 Seite 131 zu entnehmen. Eine eingehende Beschreibung der Bodenproben der Einzelbohrungen erfolgt im Anhang.

2. Bohrprofile in der Karstsenke am Pfaffenberg bei Richthof - Bogenhof[1)]

Die Bohrserie P 1 bis P 9 erfaßt den Beginn, d.h. den oberen Abschnitt der kesselartigen Karstsenke von Richthof - Bogenhof. Das Gebiet ist hufeisenförmig von größeren Karstkuppen umstanden und im Süden gegen den Quellbereich von Deusmauer[2)] geöffnet. Das in sich abgeschlossene Gelände zeichnet sich durch eine relativ mächtige Schicht von größtenteils entkalkten, teilweise verschwemmten, äolischen Mehl- und Feinsanden aus. Bei der Bohrung P 1[1)] wurde am nach Osten orientierten Abhang der Karstkuppe zwischen großen Blöcken des anstehenden Grundfelses verlehmter Löß in bemerkenswert hoher Konzentration nachgewiesen. In den am Hang unregelmäßig verteilten Verwitterungsmulden erreicht der Löß Mächtigkeiten von über 100 cm, was im Gebiet der Kuppenalb der Mittleren Fränkischen Alb im Hangbereich zu den Ausnahmefällen zählt. Auch am westexponierten Abhang des Pfaffenberges ist die Mächtigkeit der homogenen, äolischen Mehl- und Feinsande beachtenswert. Die Tatsache, daß in der Karstsenke von Richthof - Bogenhof das auch in vielen anderen Teilen des Untersuchungsgebietes nachgewiesene jungpleistozäne, äolische Sediment heute noch in großer Menge anzutreffen ist, liegt wahrscheinlich in der Abgeschlossenheit des flachen, fossilen Karstkessels begründet.

---

1) Vgl. bes. Karte 5 und Abbildung 3
2) Top. Karte 1:25 000, 6735 Deining, vgl. bes. die Morphologische Übersichtskarte.

ZEICHENERKLÄRUNG[1]

- TONREICHES KOLLUVIUM
- SANDIGES KOLLUVIUM
- ÄOLISCHER MEHLSAND
  U.U. ÜBER KURZE ENTFERNUNGEN VERSCHWEMMT
- VERSCHWEMMTER ÄOLISCHER MEHLSAND MIT FREMDMATERIAL VERMENGT
- MITTLERER, GROBER UND SEHR GROBER SAND
- TON MIT MITTLEREM, GROBEM UND SEHR GROBEM SAND VERMENGT (LEHMIGE BESCHAFFENHEIT)
- TON (20-40% UNTER 2µ KORNDURCHMESSER)
- SCHWERER UND SEHR SCHWERER TON (40-60% bzw. 60-80% < 2µ)
- GEMENGE AUS SAND, GROBSCHUTT UND BLÖCKEN
- ANSTEHENDER GRUNDFELS

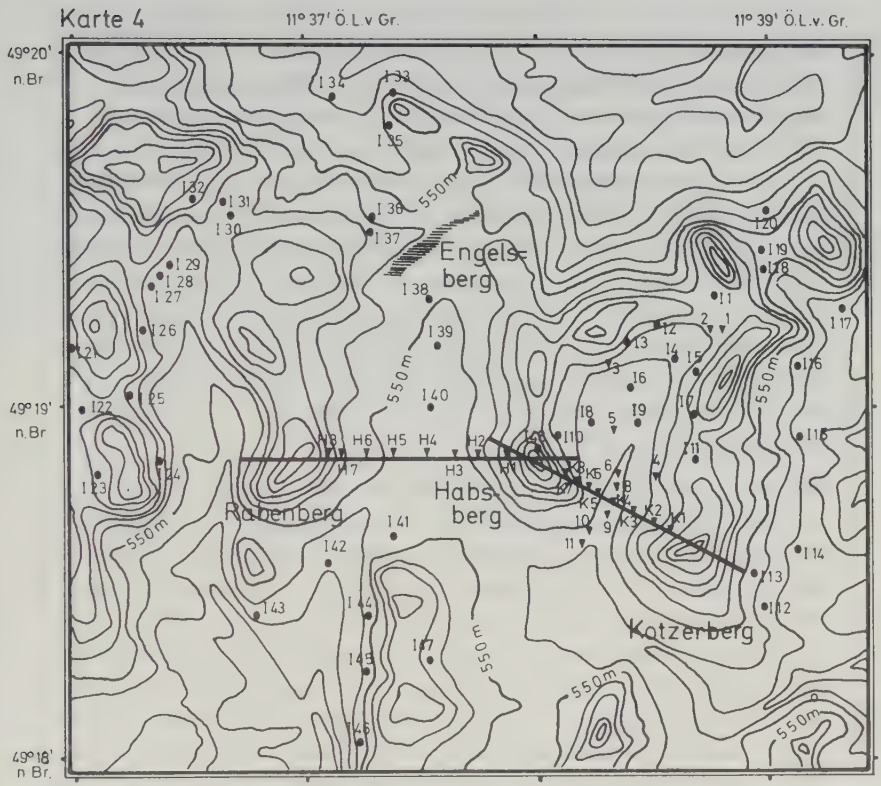
[1] ZUR EINTEILUNG DER KORNGRÖSSEN DER SEDIMENTE VERGL. KAPITEL A II 5

BOHRSERIE K1-K8 ZWISCHEN KOTZERBERG UND HABSBERG BEI ENGELSBERG

DREIFACHE ÜBERHÖHUNG.

KARTENGRUNDLAGE
TOP KARTE VON BAYERN 1 25.000
BLATT 5635 LAUTERHOFEN
PROFILLINIE VERGL KARTE 4

Abb 2



Ausschnitt: Karte 4 *BOHRGRUPPE I*

DIE KUPPENLANDSCHAFT UM ENGELSBERG

0 500 1000 1500 2000 m

N

Zeichenerklärung

▼ 10 BOHRSTELLE UND BOHRUNGSNUMMER (GEBIET DER BOHRGRUPPE I)

●110 OBERFLÄCHENPROBE MIT PROBENNUMMER (PROBE 10 IM GEBIET DER BOHRGRUPPE I)

▼—▼ H1 QUERPROFIL MIT BOHRSERIE UND BOHRUNGNUMMER

—550— ISOHYPSEN (550 m ISOHYPSE VERSTARKT)

KARTENGRUNDLAGE: TOP. KARTE V. BAYERN 1:25000 BLATT 6635 LAUTERHOFEN

Die Quellzone der Schwarzen Laaber befindet sich erst in der Nähe seiner sehr engen Öffnung im Süden. Das Gefälle in Richtung des Ausganges beträgt im sanft eingesenkten nördlichen Abschnitt lediglich 1 bis 2 %; die denudative und erosive Abtragung ist deshalb sehr gering gewesen.

Der größtenteils verschwemmte und entkalkte Lößlehm in der muldenförmigen Sohle des Karstkessels enthält besonders in tieferen Abschnitten weiße bis graue, karbonatfreie Produkte, die sich durch Koagulation von mobiler Kieselsäure gebildet haben. Besonders zahlreich sind der weiße, karbonatfreie Grobkies und die teilweise splittrigen Hornsteine in der Mitte der Karstsenke vertreten. Erst in über 300 cm Tiefe erreicht hier die Bohrung den verwitterten anstehenden Grundfels.

Insgesamt wurde durch die relativ starke Abgeschlossenheit der Karstsenke eine erhebliche Konservierung der jungpleistozänen, periglazialen Sedimente erreicht. Die an wechselfeucht warme Verwitterungsverhältnisse gebundenen Rotlehme und Roterden sind bis auf geringe Reste, die aus singulären Restlagen stammen und eindeutigen Reliktcharakter besitzen, vollkommen beseitigt worden. An die Hochphase der chemischen Verwitterung erinnert in dieser Karstsenke vorallem ein gut abgerolltes Bohnerz mit einem Durchmesser von 0,7 bis 0,8 cm. Diese harten Bohnerze bildeten sich besonders im Mittel- und Obereozän aus mobilen, eisenhaltigen Kolloiden durch Vernichtung der Schutzkolloidwirkung am alkalischen Substrat des Untergrundes. Vor der Ablagerung des äolischen Materials, vielleicht im Zuge der im Süden erfolgten Öffnung der während des Mitteltertiärs angelegten Karstsenke, muß ein weitgehend vollständiger Abtransport der tertiären Verwitterungsdecken stattgefunden haben. Die Ausräumung erreichte im Pleistozän, besonders am Beginn und am Ende der Kaltzeiten, eine erhebliche morphodynamische Wirkung. Das Ergebnis ist mit den Befunden aus dem Steigerwald zu vergleichen; auch dort wurden die Reste der tertiären Verwitterung in den sanft geböschten Hohlformen im Pleistozän restlos beseitigt[1].

1) Vgl. Dörrer (1966)

Die topographische Situation der Bohrserie P 1 bis P 9 gibt die Karte 5 der Kuppenlandschaft um Reichertswinn Seite 135 wieder. Eine übersichtliche Zusammenfassung der Ergebnisse der Bohrungen in der Karstsenke am Pfaffenberg bei Richthof - Bogenhof wurde in Abbildung 3 Seite 134 durchgeführt. Einzelheiten über Struktur und Lagerungsverhältnisse der Bohrungen P 1 bis P 9 sind der Beschreibung im Anhang zu entnehmen.

ZEICHENERKLÄRUNG[1]

TONREICHES KOLLUVIUM

SANDIGES KOLLUVIUM

ÄOLISCHER MEHLSAND
GRÖBERE KÖRNER ENTSTAMMEN VERSCHWEMMT

VERSCHWEMMTER ÄOLISCHER MEHLSAND MIT FREMDMATERIAL VERMENGT

MITTLERER, GROBER UND SEHR GROBER SAND

TON MIT MITTLEREM GROBEM UND SEHR GROBEM SAND VERMENGT LEHMIGE BIS SANDIGE VARIANTEN

TON (20-40% UNTER 2μ KORNDURCHMESSER)

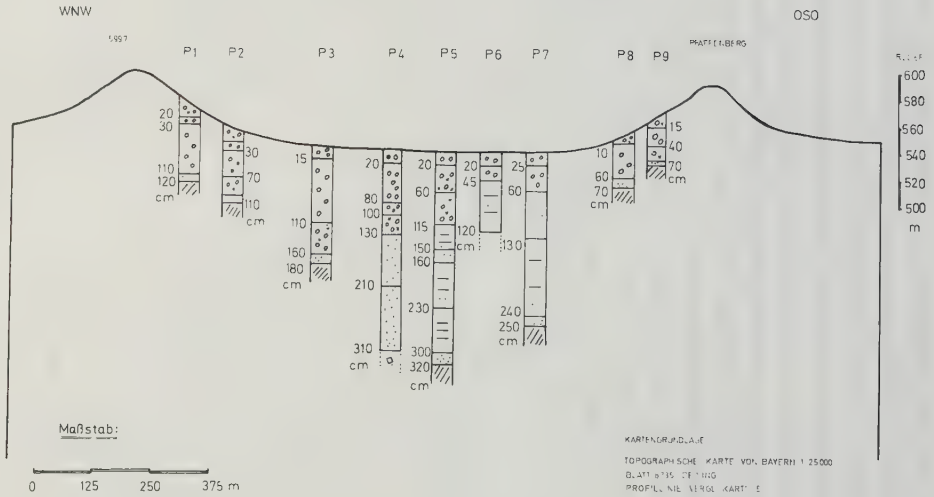
SCHWERER UND SEHR SCHWERER TON (40-60% bzw. 60-80% < 2μ)

GEMENGE AUS SAND, GROBSCHUTT UND BLÖCKEN

ANSTEHENDER GRUNDFELS

[1] ZUR EINTEILUNG DER KORNGRÖSSEN DER SEDIMENTE VERGL. KAPITEL A II 5

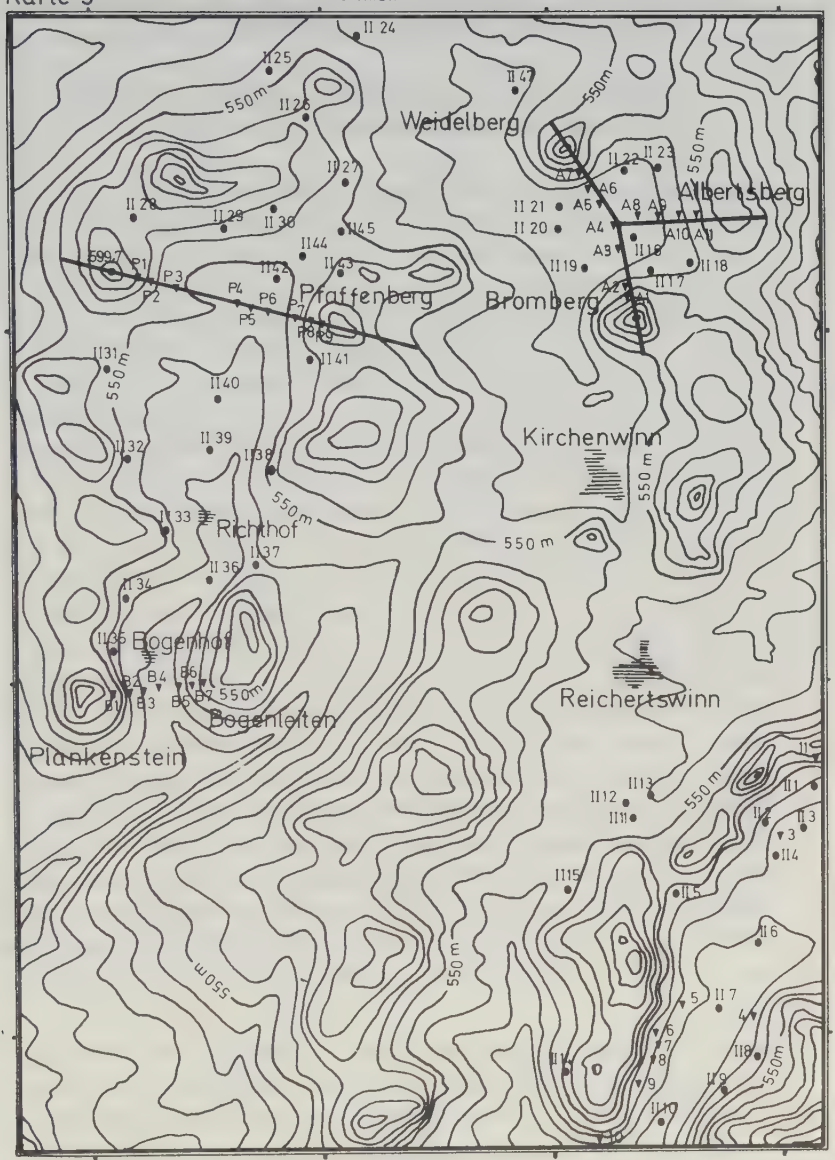
BOHRSERIE P1-P9 AM PFAFFENBERG IN DER KARSTSENKE BEI RICHTHOF-BOGENHOF



DREIFACHE ÜBERHÖHUNG

Abb. 3

Karte 5



Ausschnitt: Karte 5 *BOHRGRUPPE II*

DIE KUPPENLANDSCHAFT UM REICHERTSWINN

0 500 1000 1500 2000 m

ZEICHENERKLÄRUNG SIEHE KARTE 4, SEITE 131

KARTENGRUNDLAGE: Top Karte v Bayern 1: 25000 Blatt 6735 u. 6736

N

III. Die Boden- und Sedimentzusammensetzung in dolinenreichen, westexponierten Karstmulden

Bohrprofile in der Karstmulde zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg bei Kirchenwinn[1)]

Für die Kuppenalb der Mittleren Frankenalb ist die innige Verbindung von Karsthohl- und Vollformen charakteristisch. Das trifft in besonderem Maße für die Karstmulde zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg zu. Vom Muldenboden aus wurden hier sternförmig Bohrprofile (A 4 bis A 1, A 4 bis A 7, A 4 bis A 11) zu den umgebenden Kuppen gelegt. Wie Karte 5 Seite 135 zeigt, öffnet sich die Karstmulde breit und ausladend nach Westen. Unter diesen Bedingungen war die Anwehung von Mehl- und Feinsand im kontinental geprägten, pleistozänen Tundrenklima durch westliche Winde besonders leicht möglich. Am Nordnordwesthang des Bromberges und Südosthang des Weidelberges ist heute kein äolischer Mehlsand mehr in nennenswertem Umfange anzutreffen. Nur wenige Zentimeter unter einer dunkelgrauen, karbonatreichen Waldhumusdecke wird das stark verwitterte, blockreiche Muttergestein angebohrt. Der sehr flache westexponierte Hang und der Fuß des Albertsberges dagegen besitzen eine bemerkenswert umfangreiche und weit hangaufwärts reichende Decke von außerordentlich homogenen, verlehmten und partiell entkalkten Mehlsanden. Die relativ geringe Reliefenergie zwischen dem Albertsberg und dem Boden der Karstmulde, sowie der die Abtragung hemmende Einfluß der Vegetation unter postdiluvialen, ektropischen, humiden Klimaeinflüssen hatten zur Folge, daß das ehemals äolische Material postsedimentär nicht wieder vollkommen in die Hohlform verfrachtet werden konnte.

Neben dem Phänomen der Mehlsandanreicherung ist die intensive Gesteinszersetzung am auslaufenden Hang und am Fuße des Albertsberges in Westexposition besonders beachtenswert. Mächtigkeit und Zusammensetzung des Sedimentes weisen auf

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6736 Velburg; vgl. bes. Karte 5 und Abbildung 4.

die Möglichkeit kolluvialer Akkumulation hin. Im Zentrum der Karstmulde ist der Sedimentaufbau recht uneinheitlich. Teilweise werden wechselnde Transportbedingungen durch auffallend alternierende Sedimentzusammensetzungen nachgewiesen. In der Nähe einer größeren Anzahl wannen- bis schüsselförmiger Dolinen ist die Akkumulation von Schwemmlöß besonders groß. Das Sediment zeichnet sich durch Gleichmäßigkeit und Einheitlichkeit in der Textur aus; es ist teilweise entkalkt und verlehmt.

Die Bohrungen A 1 bis A 11 beweisen erneut die erhebliche Dynamik der Ausräumvorgänge vor der Ablagerung der äolischen Sedimente, da fast keine Reste alter toniger Verwitterungsböden gefunden werden konnten. Unter den spätdiluvialen bzw. alluvialen Akkumulationsprodukten liegt durchwegs der Zersatz des anstehenden Muttergesteins. Wo die Zersatzzone größere Mächtigkeiten annimmt, handelt es sich allerdings mit Sicherheit um Umarbeitungsprodukte des Dolomits aus der mittel- bis jungtertiären Verwitterung[1]. Die bei den Einzelbohrungen angegebenen Tiefen erfassen nur die sehr feinkörnigen oberen Schichten des in Dolomitsand zerlegten Grundfelses. Bei grobklastischer Zusammensetzung der Zersetzungsprodukte werden Bohrversuche mit dem Handbohrgerät illusorisch.

Die Abbildung 4 der Bohrserie A 1 bis A 11 zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg bei Kirchenwinn Seite 138 enthält eine übersichtliche Zusammenfassung des Sediment- und Bodenaufbaus der entsprechenden Profile. Eine genaue Beschreibung der Bodenproben der Einzelbohrungen erfolgt wiederum im Anhang.

---

1) Vgl. Seite 114 und Seite 115.

ZEICHENERKLÄRUNG[1]

TONIGLICHES KOLLUVIUM

SANDIGES KOLLUVIUM

ÄOLISCHER MEHLSAND
ÜBER KURZE ENTFERNUNGEN VERSCHWEMMT

VERSCHWEMMTER ÄOLISCHER MEHLSAND MIT LEHMMATERIAL VERMENGT

MITTLEREN, GROBEN UND SEHR GROBEN SAND

TON MIT MITTLEREM, GROBEM UND SEHR GROBEM SAND VERMENGT (LEHMIGE BESCHAFFENHEIT)

TON (20–40% UNTER 2µ KORNDURCHMESSER)

SCHWERER UND SEHR SCHWERER TON (40–60% bzw. 60–80% < 2µ)

GEMENGE AUS SAND, GROBSCHUTT UND BLÖCKEN

ANSTEHENDER GRUNDFELS

[1] ZUR EINTEILUNG DER KORNGRÖSSEN DER SEDIMENTE VERGL. KAPITEL A II 5

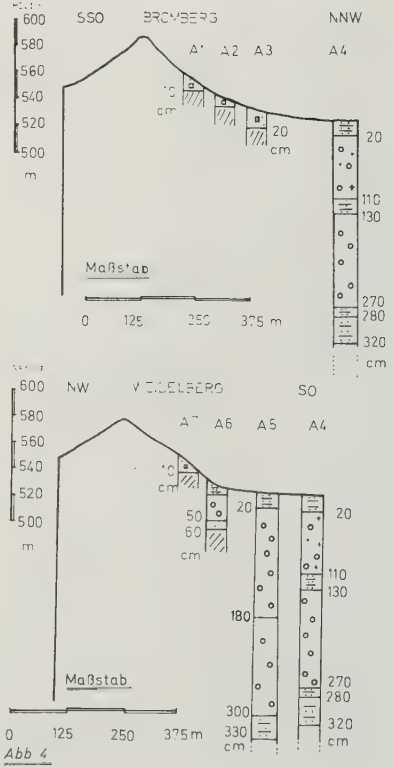
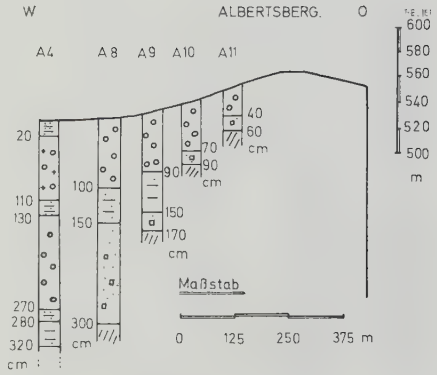


Abb 4

BOHRSERIE A1–A11 ZWISCHEN BROMBERG, WEIDELBERG UND ALBERTSBERG BEI KIRCHENWINN



JEWEILS DREIFACHE ÜBERHÖHUNG

KARTENGRUNDLAGE

TOP. KARTE VON BAYERN 1:25000 BLATT 6736 ALLBURG

PROFILLINIE: VERGL. KARTE 5

IV. Sedimentaufbau und Verwitterungsreste in fossilen Trockentälern

Bohrprofile im Trockental zwischen Habsberg und Rabenberg bei Engelsberg[1)]

Die Bohrungen H 1 bis H 8 im Süden von Engelsberg schneiden das Trockental zwischen Habsberg und Rabenberg. Die Karte 4 der Kuppenlandschaft um Engelsberg Seite 131 gibt die entsprechende topographische Situation wieder. Im Westen des in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Trockentales besitzt der ostexponierte Kuppenhang des Rabenberges nur eine sehr geringmächtige Verwitterungsschicht in Form eines humusreichen Rendzinaprofils. Selbst 5 bis 10 m von der Begrenzung des Osthanges des Rabenberges entfernt ist das Bodenprofil noch relativ schwach entwickelt; unter sandigen Lehmen folgt über dem Grundfels der in situ befindliche, zersetzte Dolomit, der in seiner Textur zu einem hohen Prozentsatz aus makro- und mikroklastischen Anteilen besteht, während der kryptoklastische Anteil zurücktritt. Diese Erscheinung stimmt mit der überwiegenden Mehrzahl der Bohrergebnisse überein, die in vergleichbarer Lage und Exposition in verschiedenen Bereichen der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb erzielt wurden.

Gegen die Mitte des Trockentales zu treten unter lehmigen Sedimenten mit splittrigen Hornsteinen Milchquarzkörnchen auf, die wegen ihrer Abrollung und Zurundung auf eine Periode aktiver fluviatiler Entwässerung hinweisen[2)]. Teilweise sind noch Körner mit intensiver roter Kruste in diesem Sediment enthalten; ihr sporadisches Auftreten ist durch die Tatsache zu erklären, daß sie aus ehemaligen höheren Verwitterungsniveaus stammen, die bereits in den Endphasen des Tertiärs fluviatil überarbeitet wurden. Bei der pleistozänen Bearbeitung der Landschaft wurden auch die Restlagen dieser älteren tertiären Sedimente und Bodenbildungen auf-

---

1) Top. Karte 1:25 000, 6635 Lauterhofen; vgl. Abbildung 5
2) Vgl. Höhl (1963) Seite 220.

geschlossen und umgelagert. Die diluviale, periglaziale Umformung der Landschaft und der in ihr konservierten Sedimente hat in den Hohlformen des Geländes erhebliche Ausmaße angenommen. Diese Tatsache ergibt sich aus der Zusammensetzung der Ablagerungen. Sie wird durch die Untersuchungen Büdels in Spitzbergen bestätigt. Auf Grund des „Eisrindeneffektes" (Büdel 1971) bzw. des „Grundeiseffektes" (Büdel 1970) wird eine bemerkenswerte Dynamik der Ausräumung durch fluviatile Systeme erreicht.

Nahe der Mitte des Trockentales (Bohrung H 5) sind Bodenbildung und Sedimentakkumulation bereits recht umfangreich, da die Zersatzzone über dem anstehenden Muttergestein bei Beendigung der Bohrung in 330 cm Tiefe wegen des Festdrehens des Handbohrers im zähplastischen Lehm noch nicht erreicht war. Ungefähr in der Mitte des Tales liegt ein kleiner Sattel des Grundfelses, der, wie das darüberliegende Sediment zeigt, in der Phase der fluviatilen Entwässerung größtenteils umgangen wurde.

Im Osten des Tales nimmt der Gehalt der Fraktion des Mehlsandes in den Ablagerungen erheblich zu. Es handelt sich um ein stark verlehmtes, vom Westhang des Habsberges abgeschwemmtes, ehemals äolisches Sediment, das teilweise stark kolluviale Züge trägt. In mehr als 250 cm Tiefe folgen meist sandige Ablagerungen, die zahlreiche Kieselkonkretionen aufweisen. Die darin sporadisch auftretenden Bohnerz- und Quarzkörner sind verfrachtete Zeugen einer in diesem Trokkental weitgehend beseitigten tertiären, tonreichen Verwitterungsdecke. Quarz- und Bohnerzeinschlüsse sind auch die Kennzeichen gut datierbarer eozäner bis oligozäner Rotlehme in der Karstlandschaft der Causse de Martel (Dörrer 1971).

Am Fuße des Westhangs des Habsberges ist das Bodenprofil, im Gegensatz zu den Gegebenheiten am Osthang des Rabenberges, bemerkenswert mächtig, da sich unter sandigen, teilweise körnigen Ablagerungen in 320 cm Tiefe wahrscheinlich erst isolierte, größere Blöcke des Anstehenden befinden, während der Grundfels noch nicht erreicht ist. Diese Vermutung wird durch die Tatsache erhärtet, daß noch

nicht die allenthalben über dem Muttergestein liegende Schicht des reinen Dolomitsandes angebohrt werden konnte. Der Westhang des Habsberges hat seine ehemals zweifelsohne vorhandene Lößschicht durch Abspülung bzw. Abtriftung zum Kuppenfuß verloren. Er besitzt heute nur mehr eine wenig tiefgründige Rendzinadecke auf stark verwittertem Dolomit, der in größeren Blöcken stellenweise die Oberfläche erreicht, durchschnittlich aber unter dem Dolomitsand in 40 cm Tiefe ansteht.

In Abbildung 5 der Bohrserie zwischen Habsberg und Rabenberg bei Engelsberg Seite 142 sind die Ergebnisse der Bohrungen H 1 bis H 8 zusammengefaßt. Eine eingehende Beschreibung der Einzelproben der Bohrungen erfolgt im Anhang.

ZEICHENERKLÄRUNG[1]

TONREICHES KOLLUVIUM

SANDIGES KOLLUVIUM

ÄOLISCHER MEHLSAND
U.U. ÜBER KURZE ENTFERNUNGEN VERSCHWEMMT

VERSCHWEMMTER ÄOLISCHER MEHLSAND MIT FREMDMATERIAL VERMENGT

MITTLERER, GROBER UND SEHR GROBER SAND

TON MIT MITTLEREM, GROBEM UND SEHR GROBEM SAND VERMENGT (LEHMIGE BESCHAFFENHEIT)

TON (20-40% UNTER 2µ KORNDURCHMESSER)

SCHWERER UND SEHR SCHWERER TON (40-60% bzw 60-80% < 2µ)

GEMENGE AUS SAND, GROBSCHUTT UND BLÖCKEN

ANSTEHENDER GRUNDFELS

[1] ZUR EINTEILUNG DER KORNGRÖSSEN DER SEDIMENTE VERGL. KAPITEL A.II.5

BOHRSERIE H1-H8 ZWISCHEN HABSBERG UND RABENBERG BEI ENGELSBERG

Abb. 5:

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit verfolgte in erster Linie das Ziel, auf induktivem Wege die naturräumlich vorgegebene Realität der Geländeformen des Karstes der Mittleren Frankenalb, besonders der Kuppenalb, als Addition einer Abfolge landschaftsformender Prozesse unterschiedlicher morphogenetischer Dynamik zu erfassen. Der Reiz und die Charakteristik der Landschaft sind in der überall feststellbaren Überschichtung höchst unterschiedlicher Formelemente begründet. Die gegenwärtig wirksamen natürlichen landschaftsgestaltenden Kräfte und Mechanismen reichen in keiner Weise aus, die Gesamterscheinung aller morphologischen Wesenszüge quantitativ und qualitativ zu erklären.

Außerhalb des Karstes sind die rezenten landschaftsformenden Prozesse, unter vergleichbaren Bedingungen, weitgehend eine Funktion der fluviatilen Erosion. In einem extrem der Verkarstung anheim gefallenen Kalk- und Dolomitgebiet vollzieht sich aber der Wassertransport größtenteils unter der Oberfläche, so daß die Geländeformen einen um so stärkeren musealen Charakter annehmen, je weiter sie von dem aktiven Gewässernetz entfernt sind. Wie alle humiden, ektropischen Gebiete Mitteleuropas hat auch die sich gegenwärtig als erosionsferne Wasserscheidenregion darstellende Karstlandschaft der Mittleren Fränkischen Alb einen polyklimatischen und damit polygenetischen Evolutionsprozeß durchgemacht. Karstgebiete sind aber wegen ihrer landschaftsgenetisch beharrenden Tendenz besonders geeignet, erdgeschichtliche Relikte über längere Zeiträume zu bewahren, so daß sie durch eine adäquate Forschungsmethode nachgewiesen werden können. Außer in den landschaftsprägenden Wesenszügen des Reliefs bekundet sich diese Tatsache bei sedimentpetrographischen und bodenkundlichen Felduntersuchungen auch am gleichzeitigen Auftreten von Rotlehmen mit signifikanter Kaolinitdominanz, von periglazial-pleistozänen Sedimenten mit charakteristischer Textur und Lagerung, von illitreichen Braun-

lehmen der gemäßigten Laubwaldzone und von jungen, karbonatreichen Rendzinaböden auf ein und demselben geologischen Substrat.

Zur Lösung differenzierter Sachprobleme im Zuge der Erfassung, Beschreibung und Erklärung des Gesamtcharakters der Landschaft mußte die morphologische Arbeit erweitert und ergänzt werden. Das Studium der Verwitterungs- und Zersetzungsprodukte des kalzitischen und dolomitischen Ausgangsgesteins, der Bildungs- und Umwandlungsvorgänge von Böden und Sedimenten der lehmigen und tonigen Albüberdeckung hat dazu beigetragen, eine zeitliche Fixierung bestimmter Evolutionsabschnitte zu erarbeiten. Zahlreiche Boden- und Sedimentproben wurden dabei genau untersucht. Bei einer Reihe besonders interessanter Proben ist eine mineralogische und granuläre Analyse durchgeführt worden. Die Verwitterungsreste stellen keinesfalls bloße Rückstände der erfolgten Kalkauflösung dar, sondern bilden das Ergebnis vielfältiger Umwandlungs- und Anreicherungsprozesse. Mineralneubildungen sind signifikante Zeugen der bei ihrer Entstehung herrschenden klimatischen Gegebenheiten.
Auf Kalken und Dolomiten ist darüberhinaus eine starke Abhängigkeit der entstehenden landschaftsprägenden Verwitterungsformen von den herrschenden klimatischen Bedingungen festzustellen. Dabei werden unter bestimmten klimatischen Voraussetzungen auch lokal wirksame, mineralogische und geologische Faktoren für den endemischen Formenschatz maßgebend gewesen sein. In den Hochphasen der wechselfeucht warmen Verwitterung während einiger Epochen des frühen und mittleren Tertiärs, als sich besonders prägende morphogenetische Prozesse abspielten, konnten jene Faktoren aber keinesfalls im Sinne einer echten petrographisch bedingten Resistenz wirksam werden. In dieser Zeit kam somit dem mineralogischen Aufbau, der petrographischen Struktur, der stratigraphischen Schichtung und der tektonischen Klüftung eine weit geringere Bedeutung für die Formengenese zu als in den anschließenden jung- und posttertiären Entwicklungsphasen. Die während der Evolution der Landschaft noch mannigfaltig umgestalteten Karstkuppen bestehen häufig aus

der gleichen geschichteten oder massigen Fazies des Malms wie die sie umgebenden Karsthohlformen. Substrate, die unter heutigen klimatischen Bedingungen etwas leichter der chemischen und physikalischen Verwitterung zugänglich sind als „härtere" Gesteinsvarianten, entwickeln also im Untersuchungsgebiet gleichwohl homologe Formelemente, nur sind sie, wie auch Cramer (1928) betont, nicht „in so schroffer Form" erhalten.

Die Veränderung der Karstknocks seit ihrer Entstehung, insbesondere ihre Tieferlegung und Hangumformung, hat vorallem im Pleistozän ein erhebliches Ausmaß erreicht. Selbst in der erdgeschichtlich jüngsten Epoche kann eine durch den Karst bedingte Formerhaltung niemals absolut sein. Während die Kalk- und Dolomitverwitterung unter dem wechselfeucht warmen Klima des Eozäns und Unteroligozäns die steilen Hänge der Vollformen begünstigte, waren die morphogenetischen Aktivitäten seit dem Jungtertiär, besonders im Pleistozän, auf die Entstehung von Hohlformen und damit auf eine Hangabflachung ausgerichtet. Räumlich ineinandergreifend sind beide Phänomene durch die Karstnatur in der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb bis auf unsere Tage erhalten geblieben, so daß Kuppen und Riedel ein ebenso landschaftsprägendes Element darstellen wie trockene Täler und talartige Systeme.

Zur Fossilisierung eozäner und unteroligozäner, hochprozentig kaolinitisierter Verwitterungsreste bedurfte es besonders günstiger Erhaltungsumstände. Im Karstgebiet waren diese auf Grund der Existenz umfangreicher, als Sedimentspeicher dienender Hohlräume und Kluftsysteme bevorzugt gegeben. In singulären, durch besondere morphologische Reliktsituationen gekennzeichneten Fundorten wurden Sedimente dieses hohen Alters entdeckt und klassifiziert.
Die etwas jüngere Phase einer im Mittel- und Jungtertiär erfolgten fluviatilen Ausräumung konnte bereits durch eine größere Anzahl entsprechender Sedimentproben nachgewiesen werden. In der an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Südlichen Frankenalb treten nach Birzer (1969) tertiäre Ab-

lagerungen nicht nur in kleinen isolierten Senken, sondern in einem zusammenhängenden Ablagerungsraum auf. In der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb kommen die fluviatil verfrachteten, einen Kaolinitüberschuß bzw. eine Kaolinitdominanz aufweisenden, oligozänen und untermiozänen Akkumulationsprodukte vorwiegend in den muldenförmigen Einsattelungen zwischen den Karstkuppen vor, während sie in den tieferliegenden Trockentälern, trockenen Talungen und kesselartigen Senken weitgehend fehlen und oft wesentlich jüngeren Ablagerungen Platz machen mußten. Besonders beachtenswert ist das Phänomen einer korrespondierenden Höhenlage der Formengemeinschaft der Sattelzonen in benachbarten Räumen. Wie das in ähnlicher Weise für die Gipfelflur der Karstkuppen und riedelförmigen Erhebungen zutrifft, gibt auch das Einsattelungsniveau nicht mehr die ehemalige Höhenlage der jungtertiären fluviatilen Entwässerung wieder. Seit dem jüngeren Tertiär hat sich eine Tieferlegung vollzogen, die Werte von Dekametern erreicht haben muß.
Im Jungtertiär waren zeitweilig die Bedingungen für die Ausbildung von sehr schweren Sumpftonen gegeben. In den darauffolgenden Phasen der Landschaftsdifferenzierung existierten die spezifischen Voraussetzungen für die Bildungsmechanismen hochprozentiger Tonsedimente nicht mehr, da sehr schwere Tone, deren tonmineralogische Zusammensetzung ein rein quartäres Alter postulieren, nirgends gefunden werden konnten. Fast immer ist die Konzentration des Tonminerals Illit auffallend gering, während Kaolinit eine meist eindeutig dominante Stellung einnimmt.

In den Kaltzeiten des Pleistozäns gehörte die Mittlere Fränkische Alb zum gletscherfreien Periglazialbereich Mitteleuropas. In dieser Evolutionsphase wurden die überkommenen tertiären Altformen erheblich modifiziert, wenn auch die grundsätzliche Normung der Landschaftsphysiognomie durch die Dynamik und Prägekraft der alt- und mitteltertiären Verwitterungsvorgänge nicht mehr rückgängig gemacht werden konnte. Die präquartären morphologischen Altformen hatten also in erheblichem Umfang Einfluß auf die quartäre

Landschaftsgenese. Wegen der relativ kurzen Zeitspanne ihrer Existenz können diluviale Formen und pleistozäne Bildungsmechanismen noch in einer Fülle von Einzelheiten eindeutig festgestellt und qualitativ klassifiziert werden, während sich die älteren landschaftlichen Phänomene lediglich in einer zeitrafferartigen Zusammendrängung offenbaren.

Im Pleistozän kam es zur Formung der charakteristischen Kuppenasymmetrie, zur Bildung von karähnlichen Nivationswannen an ostexponierten Kuppenhängen, zur Ausformung von Dellen und Ausgestaltung größerer Talsysteme, zu kolluvialen Sedimentanhäufungen, Kryoturbationen und Eiskeilbildung und insbesondere zu einer erheblichen Löß- und Decksandanhäufung. Die pleistozänen Sedimente tragen in ganz erheblichem Umfang zur Zusammensetzung der inhomogenen Deckschichten über dem karbonatischen Grundfels im Untersuchungsgebiet bei. Durch gezielten Einsatz schwermineralogischer Untersuchungen konnte eine Einwehung des Lösses und Decksandes aus dem westlichen Albvorland und den angrenzenden Gebieten nachgewiesen werden. Daß im Gegensatz zu einigen anderen Zonen Mitteleuropas die vorherrschenden Luftbewegungen zur Zeit der Mehlsand- bzw. Fein- und Mittelsandeinwehung in den Bereich der Mittleren Frankenalb westliche Winde waren, unterstreichen auch die Beobachtungen von Birzer (1964), der ein Fehlen von Flugsanden im Osten von Zeugenbergen der Frankenalb, d.h. im Windschatten der Hauptwindrichtung nachgewiesen hat.
In den Warmzeiten des Pleistozäns wurde die Eisplombierung der unterirdischen Karstwasserbahnen wieder aufgehoben. Eine zusammenhängende Vegetationsdecke schützte das vordem entblößte Boden- und Sedimentmaterial. Während dieser Abschnitte des Diluviums können sich somit bei einem Klima, das mit dem gegenwärtigen grob verglichen werden kann, keine entscheidenden Formveränderungen abgespielt haben.

In den 9000 bis 10000 Jahren seit dem Ende des Würmglazials waren die landschaftsmodifizierenden, natürlichen Veränderungen in den überkommenen Formengemeinschaften der Karstlandschaft der Kuppenalb der Mittleren Fränkischen Alb recht gering. Das aktive Fluß- und Bach-

system ist absolut unterentwickelt. Meist auf denudativem, sporadisch auch auf erosivem Wege werden lockere Sedimente zu den aktiven Dolinen transportiert. Teilweise wird das herangeschaffte Lockermaterial bereits in der Umgebung der Dolinen bzw. am Dolinenboden akkumuliert. Eine rezente Dolinenweiterbildung und Neubildung konnte mehrfach beobachtet werden. Zahlreiche fossile Dolinen sind durch Freispülung der präglazialen karsthydrographischen Bahnen wieder freigelegt und aktiviert worden. Die größten rezenten landschaftsverändernden Vorgänge sind allerdings anthropogener Art, d.h. vom Willen des Menschen diktiert.

Die holozänen natürlichen morphologischen Bildungen und Veränderungen können somit im Untersuchungsgebiet als unbedeutend bezeichnet werden. Die Karstlandschaft der Kuppenalb der Mittleren Frankenalb setzt sich vorwiegend aus überkommenen, fossilen Altformen zusammen, die sich über teilweise sehr lange Zeiträume hinweg bei nicht grundsätzlicher substanzverändernder Umgestaltung erhalten haben. Die Einzelgenerationen des polygenetischen Reliefs konnten bei der ausgeführten Reliefanalyse getrennt und klassifiziert werden; sie beeindrucken auch heute noch durch die strenge Gesetzlichkeit der korrespondierenden karstmorphologischen genetischen Phänomene.

Im Rahmen der sedimentologischen und bodenkundlichen Untersuchungen, die die morphologische Arbeit bei dem Bestreben ergänzt und unterstützt haben, die Grundlage für ein begriffliches, methodisches und chronologisches Verständnis der Reliefevolution zu entwickeln, wurden sehr viele Einzelkriterien für die Ursprungs-, Alters- und Formerklärung gesammelt und einer kritischen, reliefbezogenen Prüfung unterworfen. Aus einer großen Anzahl von Ergebnissen der Felduntersuchungen und Analysenbefunde konnte bei der vorliegenden Bearbeitung nur eine kleine, aber repräsentative Auswahl berücksichtigt werden.

ANHANG

Auswahl aus Beschreibungen von Bohrprofilen

Zur Korngrößenklassifikation und zur Einteilung der Einzelfraktionen der Sedimente vergleiche die Angaben auf den Seiten 27 bis 29.

Bohrprofile der Bohrserie D 1 - D 8 im Trockental zwischen Dillberg und Lenzerberg bei Eckeltshof

(Vgl. Bohrgruppe III Bohrserie D 1 - D 8 in der Morphologischen Übersichtskarte, ferner Karte 3 Seite 126 und Abbildung 1 Seite 125).

Bohrung D 1

Topogr. Situation: Südwestabhang des Dillberges; Nordostbegrenzung des Trockentales von Eckeltshof.
Höhe: 545 m
Bodennutzung: Mischwald
Einzelproben:
0 - 10 cm: Dunkler Waldhumusboden, der mit Dolomitgrobkies durchsetzt ist.
10 - 30 cm: Gelber, einheitlicher Dolomitsand.
30 cm: Blockreicher Zersatz des Dolomitmuttergesteins; die Verwitterung erfaßt verschieden mächtige Bereiche des anstehenden Grundfelses.

Bohrung D 2

Topogr. Situation: Wie bei D 1; Fußzone des Dillberges in Südwestexposition.
Höhe: 525 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Dunkelbraune Ackererde.
20 - 60 cm: Brauner, mehlsandhaltiger, kolluvial beeinflußter Lehm; Dolomitfein- und Grobkies, der teilweise stark angewittert ist.
60 - 100 cm: Brauner, mehl- und feinsandreicher Lehm. Quarzkörnchen fehlen.
100 - 140 cm: Rötlich brauner, stark tonhaltiger Lehm. Auffallend einheitliche Textur. Material ohne Beimengung von Quarzkörnchen.
140 - 180 cm: Rötlich braune, teilweise gesprenkelte, einheitliche, tonreiche Lehme.
180 - 200 cm: Rotbrauner Lehm mit hohem Anteil an gelben Dolomitsanden.
200 - 210 cm: Gelber, einheitlicher Dolomitsand.
210 cm: Blockreiche Zersatzzone des Muttergesteins.

Bohrung D 3

Topogr. Situation: Nordostabschnitt des Trockentales von Eckeltshof.
Höhe: 522 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:

0 - 20 cm: Graue, mehl- und feinsandige Ackererde mit größerem Tonanteil. Fein- und Grobkies fehlen weitgehend.
20 - 60 cm: Mittelbraune, mehlsandhaltige, einheitliche Sedimente mit deutlich ausgeprägter Tonkomponente. Stellenweise fein- bis mittelkörnige Dolomitsandeinlagerungen.
60 - 120 cm: Mittelbraune, mehlsandhaltige Tone. Sehr wenig makroklastische Beimengungen.
120 - 150 cm: Mittelbraune Lehme mit stärkerem Gehalt an Fein- und Mittelsanden.
150 - 180 cm: Zunehmender Anteil an groben bis sehr groben Sanden. Kantengerundete, teilweise gerollte Quarzkörner. Stellenweise splittrige Kieselbeimengungen.
180 - 200 cm: Grobsand und sehr grober Sand mit abgerollten Quarzkörnchen.
200 - 210 cm: Gelbgrauer Dolomitsand. Stark angewitteter Dolomitgrob- und Feinkies.
210 cm: Zersatz des anstehenden Grundfelses.

Bohrung D 4

Topogr. Situation: Parallel zum Trockental verlaufender morphologischer Rücken.
Höhe: 523 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:

0 - 20 cm: Braungraue, lehmige, inhomogene Ackererde. Dolomit- und Hornsteinsplitter. Kieselkonkretionen teilweise mit roter Verwitterungskruste.
20 - 50 cm: Dunkelbraune, lehmige Sedimente mit Hornsteineinlagerungen und kantengerundeten Quarzkörnchen.
50 - 100 cm: Hellbraune, mehl- und feinsandhaltige Lehme mit relativ hoher Tonkomponente.
100 - 130 cm: Gelblich weißer, teilweise ockerfarbener, einheitlicher Dolomitsand.
130 - 150 cm: Stark verlehmter Dolomitsand mit einer homogenen tonigen Zwischenschicht.
150 - 170 cm: Mehl- und feinsandhaltiger, rotbrauner Ton.
170 - 200 cm: Gelbbraune Lehme mit starker Dolomitsandbeteiligung.
200 - 250 cm: Gelbgraue Dolomitsande. Sehr geringer Tonanteil
250 - 260 cm: Dolomitsand mit reichlich psephitischen Beimengungen.
260 cm: Zersatz des anstehenden Grundfelses.

Bohrung D 5

Topogr. Situation: Mitte des Trockentales zwischen Dillberg und Lenzerberg im Nordosten von Eckeltshof.

Höhe: 525 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:

0 - 30 cm: Grauer bis gelbbrauner, sandiger Ackerboden. Kantengerundeter Quarzgrobsand. Abgerollte Bohnerzstückchen.

30 - 80 cm: Sandige, schwach lehmige, hellbraune Sedimente. Gerundete Kieselsteinchen.

80 - 100 cm: Dolomitsand, der schwach verlehmt ist.

100 - 130 cm: Gelber, weißer und brauner, fein- bis grobsandhaltiger Lehm.

130 - 180 cm: Hellgelbe bis braune mehl- und feinsandführende Lehme.

180 - 280 cm: Gelbe, zähplastische Tone; sehr geringe Sandbeimengung.

280 - 310 cm: Dolomitsand mit mäßigem Tonanteil.

310 - 340 cm: Plastische, sehr homogene gelbbraune Tone; Sandanteil recht gering.

340 cm: Grundfels noch nicht erreicht. Handbohrer im zähplastischen Material festgedreht.

Bohrung D 6

Topogr. Situation: Verflachung des Geländes am Südwestrand der Ortschaft Eckeltshof.

Höhe: 543 m
Bodennutzung: Wiese
Einzelproben:

0 - 40 cm: Dunkelbrauner Wiesenhumusboden; vereinzelt kantige Dolomitkörner; kantengerundeter Quarzsand; Farbe der Probe 10 YR 5/4 yellowish brown. Vereinzelt rote Körnchen älterer Verwitterungsprodukte; Farbe 10 R 5/4 weak red. Unter der Humusdecke lehmiger Mehl- und Feinsand; kantengerundete und gerollte Quarzkörner; Farbe der Probe 10 YR 6/3,5 pale brown. pH-Wert neutral; Kaolinitanteil dominierend; Goethit deutlich vertreten.

40 - 70 cm: Verlehmter Mehl- und Feinsand; kantengerundeter grober Quarzsand vorhanden; Dolomitfeinkies als Gemengteil. Farbe der Probe 10 YR 7/4 very pale brown. Einzelne rote Einsprenklinge; Farbe 10 R 5/4 weak red. Dolomitfeinkies mit roter Verwitterungskorona. pH-Wert schwach alkalisch. Kaolinitanteil dominierend; Quarz- und Goethitmineralien in der Tonfraktion vorhanden.

70 - 86 cm: Brauner, schwach feinsandhaltiger Ton in einer scharf begrenzten Schicht. Farbe der Probe 7,5 YR 5/6 strong brown. pH-Wert neutral; eindeutige Kaolinitdominanz; Quarz- und Goethitmineralien in der Tonfraktion beachtenswert.

86 - 110 cm: Brauner bis hellbrauner, tonarmer Feinsand und mittelkörniger Sand. Farbe der Probe 7,5 YR 5,5/6 brown und 10 YR 7/4 very pale brown. Kaolinitdominanz; Quarz- und Goethitmineralien in der Tonfraktion nachgewiesen.

110 - 170 cm: Brauner, feinsandhaltiger Ton; stark angewitterte Dolomitkörner. Farbe der Probe 7,5 YR 5/8 strong brown. Ein 4 mm hohes und 40 cm breites Band roter Tone ist zwischengelagert; Farbe 10 R 4/5 red. pH-Wert neutral; eindeutige Kaolinitdominanz; Quarz- und Goethitmineralien deutlich vertreten.
In 150 cm Tiefe rotbraune Tone; vereinzelter grober Quarzsand; Farbe der Probe 5 YR 4/6 yellowish red.
In 165 cm Tiefe plastische rote Lehme; wenig Feinsand und mittelkörniger Sand; Farbe 2,5 YR 4/8 und 10 R 3,5/6 dark red; pH-Wert schwach sauer; Kaolinitdominanz. Einschluß einer kleinen, räumlich eng begrenzten Linse von gerundeten Quarzkörnchen.

170 - 210 cm: Feinsandhaltiger, gelbbrauner Ton; Farbe 10 YR 6/6 brownish yellow und 10 R 4/4 weak red; pH-Wert schwach sauer; Kaolinit deutlich nachgewiesen.

210 cm: Dolomitzersatz bzw. anstehendes Muttergestein nicht erreicht.

Bohrung D 7

Topogr. Situation: Südwestrand des Trockentales von Eckeltshof.
Höhe: 555 m
Bodennutzung: Wiese
Einzelproben:

0 - 20 cm: Dunkelgrauer bis schwarzer Wiesenhumusboden; Dolomitsand eingelagert; vereinzelt Dolomitfeinkies.

20 - 60 cm: Brauner, fein-, mittel- und grobsandhaltiger Lehm. Keine psephitischen Beimengungen.

60 - 75 cm: Rotbrauner, feinsandhaltiger Ton; auffallend einheitliche Textur.

75 - 85 cm: Rotbraune Lehme; vereinzelt gelbgrauer Dolomitsand.

85 - 95 cm: Dolomitsand; stark verwitterter Dolomitfein- und Grobkies.

95 cm: Zersatz des anstehenden Grundfelses.

Bohrung D 8

Topogr. Situation: Nordosthang des Lenzerberges.
Höhe: 560 m
Bodennutzung: Mischwald
Einzelproben:

0 - 8 cm: Dunkelgraue, humose Kalksteinschwarzerde.

8 - 20 cm: Hellbrauner Lehm mit Dolomitsand versetzt.

20 - 30 cm: Dolomitfein- und Grobkies; Dolomitsand.

30 cm: Zersatz des anstehenden Grundfelses.

Bohrprofile der Bohrserie K 1 - K 8 in der Karstsenke zwischen Kotzerberg und Habsberg bei Engelsberg

(Vgl. Bohrgruppe I Bohrserie K 1 - K 8 in der Morphologischen Übersichtskarte, ferner Karte 4 Seite 131 und Abbildung 2 Seite 130).

Bohrung K 1

Topogr. Situation: Nordwesthang des Kotzerberges.
Höhe: 580 m
Bodennutzung: Lichter Nadelwald
Einzelproben:
0 - 10 cm: Graue Rendzinadecke; Dolomitgrob- und Feinkies.
10 - 50 cm: Gelber Dolomitsand mit einigen z.T. stark angewitterten Dolomitblöcken.
50 cm: Zersatzzone des anstehenden Grundfelses.

Bohrung K 2

Topogr. Situation: Nordwestfuß des Kotzerberges am Ausgang der Karstsenke.
Höhe: 565 m
Bodennutzung: Lichter Nadelwald
Einzelproben:
0 - 10 cm: Braunschwarzer, sandig-lehmiger Waldhumusboden.
10 - 80 cm: Sehr einheitlicher gelbbrauner, stark verlehmter Mehlsand.
80 - 130 cm: Gelber Dolomitsand mit Grobkies und Blöcken des Grundfelses.
130 cm: Zersatzzone des anstehenden Dolomits.

Bohrung K 3

Topogr. Situation: Südöstlicher Rand des Ausganges der Karstsenke am Kotzerberg.
Höhe: 555 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Tonige, z.T. auch sandige Ablagerungen; Dolomitgrob- und Feinkies teilweise hangparallel einreguliert.
20 - 110 cm: Umgelagerter Mehlsand mit dolomitischem Feinkies durchsetzt.
110 - 130 cm: Gelber Dolomitsand mit stark angewitterten Dolomitblöcken.
130 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung K 4

Topogr. Situation: Tiefste Stelle am Ausgang der Karstsenke.
Höhe: 545 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Brauner, sandiger Lehm, teilweise mit dolomitischem Fein- und Grobkies vermengt.
20 - 50 cm: Brauner Lehm mit relativ hoher Sandkomponente; zweiphasige Ablagerungen.

50 - 200 cm: Zähplastischer, teilweise entkalkter Mehlsand; Farbe im bodenfeuchten Zustand 5 YR 4/8. Vereinzelt dolomitische Fein- und Grobkiesbeimengungen.
200 - 240 cm: Brauner Lehm, gelber Dolomitsand und dolomitischer Grobkies.
240 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung K 5

Topogr. Situation: Nordwestseite des Ausgangs der Karstsenke.
Höhe: 551 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Brauner Lehm mit dolomitischem Fein- und Grobkies vermengt.
20 - 50 cm: Brauner, sandiger Lehm; teilweise Dolomitfeinkies.
50 - 160 cm: Einheitlicher, stark verlehmter und weitgehend entkalkter Mehlsand; vereinzelt dolomitischer Fein- und Grobkies. Farbe der Probe 7,5 YR 4/4.
160 - 210 cm: Gelber Dolomitsand mit dolomitischem Fein- und Grobkies. Vereinzelt rote Körnchen und Bohnerzreste.
210 cm: Zersatzzone des anstehenden Dolomits.

Bohrung K 6

Topogr. Situation: Südostfuß des Habsberges.
Höhe: 558 m
Bodennutzung: Wiese
Einzelproben:
0 - 20 cm: Brauner, lehmig-sandiger Wiesenhumusboden.
20 - 80 cm: Homogener Mehlsand. Farbe im bodenfeuchten Zustand 5 YR 4/4.
80 - 90 cm: Grobsandige dolomitische Zersetzungsprodukte; Dolomitfein- und Grobkies; Farbe der Probe 5 YR 4/6.
90 cm: Zersatzzone des anstehenden Grundfelses.

Bohrung K 7

Topogr. Situation: Südosthang des Habsberges.
Höhe: 570 m
Bodennutzung: Mischwald
Einzelproben:
0 - 20 cm: Braunschwarzer Humuskarbonatboden. Dolomitgrob- und Feinkies.
20 - 30 cm: Gelber Dolomitsand; Blöcke des zersetzten Muttergesteins.
30 cm: Grober Zersatz des anstehenden Grundfelses.

Bohrung K 8

Topogr. Situation: Südosthang des Habsberges.
Höhe: 590 m
Bodennutzung: Mischwald
Einzelproben:
0 - 20 cm: Schwarzbrauner Humuskarbonatboden mit Grobschutt und Blöcken des anstehenden Dolomits vermengt.

20 - 40 cm: Gelber Dolomitsand, verwitterte Dolomitblöcke.
40 cm: Zersatzzone des anstehenden Grundfelses.

Bohrprofile der Bohrserie P 1 - P 9 am Pfaffenberg in der Karstsenke bei Richthof - Bogenhof

(Vgl. Bohrgruppe II Bohrserie P 1 - P 9 in der Morphologischen Übersichtskarte, ferner Karte 5 Seite 135 und Abbildung 3 Seite 134).

Bohrung P 1

Topogr. Situation: Osthang einer Karstkuppe im nördlichen Abschnitt der Karstsenke von Richthof - Bogenhof.
Höhe: 580 m
Bodennutzung: Nadelwald
Einzelproben:
0 - 20 cm: Graubrauner Waldhumusboden mit bemerkenswerter Mehlsandanreicherung.
20 - 30 cm: Hellgrauer Mehl- und Feinsand.
30 - 110 cm: Fein- und Mehlsand mit vereinzeltem, karbonatfreiem Fein- und Grobkies.
110 - 120 cm: Dolomitsand, stark angewitterter Dolomitgrobkies.
120 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung P 2

Topogr. Situation: Ostfuß der Karstkuppe; in unmittelbarer Nachbarschaft der Bohrstelle erreichen verkarstete Dolomitfelsen die Oberfläche.
Höhe: 560 m
Bodennutzung: Nadelwald
Einzelproben:
0 - 20 cm: Graubrauner Waldhumusboden mit feinen und groben Mehlsanden.
20 - 30 cm: Hellgrauer Mehl- und Feinsand; vereinzelt Hornsteinsplitter.
30 - 70 cm: Fein- und Mehlsande außerordentlich einheitlicher Textur.
70 - 100 cm: Mehl- und Feinsand mit Dolomitfein- und Grobkies vermengt; vereinzelt scharfkantige Hornsteinsplitter.
100 - 110 cm: Dolomitsand; Grobkies und Blöcke des zersetzten Muttergesteins.
110 cm: Zersatzzone des anstehenden Dolomits.

Bohrung P 3

Topogr. Situation: Westseite der extrem flachen, kuppenumstandenen Karstsenke von Richthof - Bogenhof.
Höhe: 550 m
Bodennutzung: Ackerland

Einzelproben:

0 - 15 cm: Dunkelgrauer Ackerboden. Durchwegs sehr einheitliche, feine Textur.

15 - 110 cm: Entkalkter, umgelagerter Mehl- und Feinsand; Farbe der Probe im bodenfeuchten Zustand 5 YR 4/6.

110 - 160 cm: Entkalkter, gelbgrauer, sehr homogener Mehl- und Feinsand; vereinzelt karbonatfreie, weiße Einsprenklinge.

160 - 180 cm: Sehr stark verlehmter Dolomitsand.

180 cm: Zersatzzone des anstehenden Grundfelses.

Bohrung P 4

Topogr. Situation: Mitte der Karstsenke von Richthof - Bogenhof.

Höhe: 545 m

Bodennutzung: Ackerland

Einzelproben:

0 - 20 cm: Homogener, dunkelgrauer, stark mehlsandhaltiger Ackerboden.

20 - 80 cm: Stark verlehmter und entkalkter Mehl- und Feinsand.

80 - 100 cm: Einheitlicher, tonhaltiger Mehlsand; vereinzelt rote Einsprenklinge.

100 - 130 cm: Mittelkörniger Sand mit roten, sandigen Einlagerungen.

130 - 210 cm: Mittelkörniger Sand, Grobsand und sehr grober Sand. Weißer, karbonatfreier Fein- und Grobkies. Rote bis lilafarbene sandige Einsprenklinge.

210 - 310 cm: Inhomogener,grober Sand.

310 cm: Karbonatfreier Grobkies; Kieselkonkretionen. Anstehender Grundfels noch nicht erreicht.

Bohrung P 5

Topogr. Situation: Tiefste Stelle der Karstsenke von Richthof - Bogenhof.

Höhe: 443 m

Bodennutzung: Ackerland

Einzelproben:

0 - 20 cm: Brauner, leicht humoser Mehlsand.

20 - 60 cm: Braune Lehme mit hohem Mehlsandanteil; Hornsteinsplitter; karbonatfreier Fein- und Grobkies.

60 - 115 cm: Mehl- und feinsandhaltiger, entkalkter Lehm. Bohnerz mit einem Durchmesser von 0,8 cm.

115 - 150 cm: Plastischer Lehm; weißer, karbonatfreier Fein- und Grobkies.

150 - 160 cm: Weißer Sand; weiße, karbonatfreie Körner; Tonanteil gering.

160 - 230 cm: Gelber, grauer und dunkelbrauner, tonreicher Lehm.

230 - 300 cm: Grüngrauer, sehr einheitlicher, zähplastischer, feinsandhaltiger Ton.

300 - 320 cm: Dolomitsand; Grobkies und angewitterte Blöcke.

320 cm: Zersatzzone des dolomitischen Muttergesteins.

Bohrung P 6

Topogr. Situation: Östliche Hälfte der Karstsenke bei Richthof - Bogenhof am Pfaffenberg.
Höhe: 547 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Braune, mehlsandhaltige, humose Ackererde sehr einheitlicher Textur.
20 - 45 cm: Stark lehmiger Mehl- und Feinsand, nicht völlig entkalkt.
45 - 120 cm: Brauner, plastischer Lehm mit hohem Tonanteil. Splittrige Hornsteine; weißer karbonatfreier Grob- und Feinkies vereinzelt eingelagert.
120 cm: Verwitteter anstehender Grundfels oder große Blöcke des Muttergesteins. Bohrung abgebrochen.

Bohrung P 7

Topogr. Situation: Waldrand am Westfuß des Pfaffenberges; Ostbegrenzung der Karstsenke von Richthof - Bogenhof.
Höhe: 555 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 25 cm: Grauer, wenig humoser, mehlsandhaltiger Ackerboden; auffallend einheitliche Textur.
25 - 60 cm: Braune Lehme mit starkem Mehlsandanteil.
60 - 130 cm: Gelbbraune, rotbraune und kohlig schwarze scharfkantige Körner sowie Grob- und Feinkies; Tonanteil gering.
130 - 240 cm: Braune Lehme mit karbonatfreiem Grob- und Feinkies.
240 - 250 cm: Dolomitsand mit Dolomitgrobkies.
250 cm: Zersatzzone des anstehenden Grundfelses.

Bohrung P 8

Topogr. Situation: Westfuß des Pfaffenberges.
Höhe: 560 m
Bodennutzung: Wald
Einzelproben:
0 - 10 cm: Dunkler, mehlsandhaltiger Waldhumusboden.
10 - 60 cm: Homogener, gelbbrauner Mehlsand.
60 - 70 cm: Dolomitsand, Dolomitgrob- und Feinkies.
70 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung P 9

Topogr. Situation: Westhang des Pfaffenberges.
Höhe: 570 m
Bodennutzung: Wald
Einzelproben:
0 - 15 cm: Schwarzer, homogener Waldhumusboden; auffallend einheitliche Textur.
15 - 40 cm: Gelbbrauner Mehlsand; Farbe 5 YR 4/6.
40 - 65 cm: Stark verlehmter Mehlsand; vereinzelt dolomitischer Feinkies.
65 - 75 cm: Dolomitsand; Dolomitgrobkies; Blöcke.
75 cm: Zersatz des anstehenden Grundfelses.

Bohrprofile der Bohrserie A 1 - A 11 in der Karstmulde zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg bei Kirchenwinn.

(Vgl. Bohrgruppe II Bohrserie A 1 - A 11 in der Morphologischen Übersichtskarte, ferner Karte 5 Seite 135 und Abbildung 4 Seite 138).

Bohrung A 1

Topogr. Situation: Nordhang des Bromberges.
Höhe: 555 m
Bodennutzung: Lichter Wald
Einzelproben:
0 - 10 cm: Blockreicher Humuskarbonatboden.
10 - 15 cm: Dolomitsand, Dolomitgrobkies, Blöcke.
15 cm: Anstehender, stark verwitteter Grundfels.

Bohrung A 2

Topogr. Situation: Nordhang des Bromberges.
Höhe: 545 m
Bodennutzung: Lichter Wald
Einzelproben:
0 - 10 cm: Blockreicher Humuskarbonatboden.
10 cm: Anstehendes, stark zersetztes Muttergestein.

Bohrung A 3

Topogr. Situation: Fuß des Bromberges in Nordexposition; Südbegrenzung der flachen Karstmulde.
Höhe: 530 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Braune, sehr blockreiche Ackererde.
20 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung A 4

Topogr. Situation: Zentraler Bereich der flachen Karstmulde zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg.
Höhe: 525 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Graubraune, mehlsandhaltige Ackererde; auffallend einheitliche Korngrößenzusammensetzung.
20 - 110 cm: Verschwemmter, entkalkter Mehlsand mit Fremdbestandteilen aus scharfkantigen, karbonatfreien, weißen Splittern. Farbe der Probe im bodenfeuchten Zustand 7,5 YR 4/4.
110 - 130 cm: Ton mit Sand und vereinzelten, karbonatfreien Splittern durchsetzt.
130 - 270 cm: Sehr einheitlicher, stark verlehmter Mehlsand.
270 - 280 cm: Ton mit Sand und vereinzelten Steinchen durchsetzt.
280 - 300 cm: Sandiger Ton.
300 cm: Zersatzzone des Muttergesteins nicht erreicht.

Bohrung A 5

Topogr. Situation: Zentraler Bereich der Karstmulde in unmittelbarer Nähe einer größeren Anzahl flacher, wannenförmiger Dolinen.
Höhe: 525 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Graubraune, leicht sandige, insgesamt sehr einheitliche Ackererde.
20 - 180 cm: Gelbbrauner Mehlsand, verlehmt und verschwemmt.
180 - 300 cm: Stark verlehmter, sehr einheitlicher, gelbbrauner Mehlsand.
300 - 330 cm: Verlehmter Mehlsand mit leicht sandigen Beimengungen. Anstehender Grundfels wurde nicht erreicht.

Bohrung A 6

Topogr. Situation: Südostfuß des Weidelberges.
Höhe: 528 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Dunkelbraune, mehlsandhaltige Ackererde.
20 - 50 cm: Sehr einheitlicher, umgelagerter Mehlsand.
50 - 60 cm: Gelbgrauer Dolomitsand.
60 cm: Zersatzzone des anstehenden Grundfelses.

Bohrung A 7

Topogr. Situation: Südosthang des Weidelberges.
Höhe: 540 m
Bodennutzung: Wald
Einzelproben:
0 - 10 cm: Blockreicher, dunkler Humuskarbonatboden.
10 cm: Zersatzzone des anstehenden dolomitischen Muttergesteins.

Bohrung A 8

Topogr. Situation: Östlicher Abschnitt der Karstmulde zwischen Bromberg, Weidelberg und Albertsberg.
Höhe: 528 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 100 cm: Brauner, sehr einheitlicher Mehlsand. Farbe im bodenfeuchten Zustand 7,5 YR 4/4.
100 - 150 cm: Mehlsandreicher Ton mit splittrigen, karbonatfreien Steinchen durchsetzt. Farbe der Probe 7,5 YR 4/2.
150 - 300 cm: Brauner Lehm mit Dolomitsand und Dolomitgrob- und Feinkies.
300 cm: Zersatzzone des dolomitischen Grundfelses.

Bohrung A 9

Topogr. Situation: Sehr flach auslaufender Westfuß des Albertsberges.
Höhe: 530 m
Bodennutzung: Ackerland

Einzelproben:
0 - 90 cm: Gelbbrauner Mehlsand; bemerkenswert einheitliche Korngrößenzusammensetzung.
90 - 150 cm: Verlehmter Mehlsand mit Dolomitsand vermengt; teilweise Grob- und Feinkies des dolomitischen Grundfelses.
150 - 170 cm: Dolomitsand; Grobkies und Blöcke.
170 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung A 10

Topogr. Situation: Westhang des Albertsberges.
Höhe: 538 m
Bodennutzung: Wald
Einzelproben:
0 - 70 cm: Sehr einheitlicher, gelbbrauner Mehlsand.
70 - 90 cm: Dolomitsand, Grobkies, Blöcke des zersetzten Grundfelses.
90 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung A 11

Topogr. Situation: Westhang des Albertsberges.
Höhe: 550 m
Bodennutzung: Lichter Wald
Einzelproben:
0 - 40 cm: Hellbrauner Mehlsand bemerkenswert einheitlicher Textur.
40 - 60 cm: Dolomitsand, Grobkies, Blöcke des zersetzten Grundfelses.
60 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrprofile der Bohrserie H 1 - H 8 im Trockental zwischen Habsberg und Rabenberg bei Engelsberg

(Vgl. Bohrgruppe I Bohrserie H 1 - H 8 in der Morphologischen Übersichtskarte, ferner Karte 4 Seite 131 und Abbildung 5 Seite 142).

Bohrung H 1

Topogr. Situation: Westhang des Habsberges; östliche Begrenzung eines in Nord--Süd Richtung verlaufenden Trockentales.
Höhe: 575 m
Bodennutzung: Lichter Wald
Einzelproben:
0 - 15 cm: Graubrauner Waldhumusboden mit starker Dolomitsandbeimengung.
15 - 25 cm: Hellgelber Dolomitsand; Grobkies und Blöcke des karbonatischen Grundfelses.
25 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung H 2

Topogr. Situation: Ostfuß des Habsberges.

Höhe: 560 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Dunkelgrauer bis brauner, steiniger Ackerboden; stellenweise kantengerundete Milchquarzkörner; vereinzelt Dolomitgrobkies.
20 - 80 cm: Brauner, relativ einheitlicher, leicht sandiger Lehm.
80 - 95 cm: Brauner Lehm. Erhöhter Anteil der Fraktionen des Grobsandes und sehr groben Sandes.
95 - 135 cm: Dolomitsand mit stark angewittertem Dolomitfein- und Grobkies.
135 cm: Zersatzzone des anstehenden Muttergesteins.

Bohrung H 3

Topogr. Situation: Tiefste Stelle des Trockentales zwischen Habsberg und Rabenberg.
Höhe: 544 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Brauner, sandiger, humoser Ackerboden ohne Fein- und Grobkiesbeimengungen.
20 - 95 cm: Braune, einheitliche Ablagerungen aus Feinsand und groben Mehlsand. Weder Quarzkörnchen noch Dolomitgrob- und Feinkies als Gemengteil vorhanden.
95 - 120 cm: Braunes, stark verlehmtes, einheitliches Sediment.
120 - 170 cm: Brauner, einheitlicher Lehm mit scharfen Hornsteinsplittern; Bohnerzstückchen; Dolomitfein- und Grobkies.
170 - 240 cm: Stark verlehmter Mehlsand mit mittel- und grobsandigen Beimengungen.
240 - 250 cm: Zusammenhängende Tonschicht; einheitliche Korngrößenzusammensetzung.
250 - 280 cm: Gelbe bis rote grobsandhaltige Sedimente; karbonatfreier Grob- und Feinkies.
280 - 320 cm: Grobsand und sehr grober Sand mit Körnern und Feinkies; dazwischen sehr tonige Ablagerungen.
320 cm: Großer Block oder Zersatzzone des anstehenden Grundfelses.

Bohrung H 4

Topogr. Situation: Zentraler Bereich des Trockentales zwischen Habsberg und Rabenberg.
Höhe: 545 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Dunkelgraue, sandige Ackererde; sporadisch auftretende Bohnerzkörnchen.
20 - 90 cm: Hellbraune, sandige Sedimente mit vereinzelten, kantigen Hornsteinsplittern; teilweise feinsandige Beimengungen.
90 - 130 cm: Inhomogene, sandige Sedimente mit stark angewittertem Dolomitfeinkies.
130 - 150 cm: Rotbrauner, sandiger Lehm; weiße, splittrige Kieselkonkretionen.

150 - 160 cm: Tropfenartige, ovale bis runde, weiße Kieselkonkretionen der Fein- und Grobkiesfraktion in sandigen Ablagerungen.
160 - 210 cm: Einheitlicher Ton; Kieselkonkretionen unbedeutend.
210 - 230 cm: Grünliche, schwere Tone mit feinen und groben Mehlsanden.
230 - 260 cm: Braune feinsandige Lehme.
260 - 280 cm: Braune und grüne Lehme; Dolomitsand; Fein- und Grobkies des anstehenden Grundfelses.
280 cm: Großer Block oder Zersatzzone des dolomitischen Muttergesteins.

Bohrung H 5

Topogr. Situation: Zentraler Bereich des Trockentales zwischen Habsberg und Rabenberg.
Höhe: 548 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Brauner, einheitlicher Ackerboden.
20 - 80 cm: Sediment aus Mehlsand und groben bzw. sehr groben Sanden; teilweise rote Einsprenklinge; stellenweise karbonatfreier Feinkies.
80 - 100 cm: Tonarmer Lehm mit splittrigen Hornsteinen; weißer karbonatfreier Feinkies; Körner mit stellenweise roter Kruste.
100 - 150 cm: Grobsand und sehr grober Sand; Tonkomponente auffallend gering; Milchquarzkörnchen gut gerundet bzw. kantengerundet.
150 - 200 cm: Grober gelber Sand; gerundete Quarzkörnchen.
200 - 310 cm: Rotbrauner Fein- und Grobsand.
310 - 330 cm: Gelbroter Grobsand und sehr grober Sand mit Körnern und Feinkies durchsetzt.
330 cm: Zersatzzone des Grundfelses nicht erreicht.

Bohrung H 6

Topogr. Situation: Westlicher Rand des Trockentales zwischen Habsberg und Rabenberg.
Höhe: 555 m
Bodennutzung: Ackerland
Einzelproben:
0 - 20 cm: Dunkelgrauer, lehmiger Ackerboden.
20 - 60 cm: Brauner, fein- und mittelkörniger Lehm; Tonkomponente gering.
60 - 90 cm: Brauner Ton; vereinzelt Milchquarzkörnchen.
90 - 100 cm: Gelber, stellenweise verlehmter Dolomitsand.
100 cm: Zersatzzone des anstehenden dolomitischen Muttergesteins.

Bohrung H 7

Topogr. Situation: Ostfuß des Rabenberges.
Höhe: 560 m
Bodennutzung: Wiese
Einzelproben:
0 - 20 cm: Steiniger und sandiger Wiesenboden; Tonfraktion unbedeutend.

20 - 30 cm: Dolomitsand; Grobkies und Blöcke des zersetzten Grundfelses.
30 cm: Zersatzzone des anstehenden dolomitischen Muttergesteins.

Bohrung H 8

Topogr. Situation: Osthang des Rabenberges.
Höhe: 570 m
Bodennutzung: Wald
Einzelproben:
0 - 15 cm: Braungrauer, stark humoser Waldboden.
15 - 30 cm: Dolomitsand; stark angewitterter Dolomitgrob- und Feinkies; stellenweise Dolomitblöcke.
30 cm: Zersatzzone des anstehenden dolomitischen Muttergesteins.

LITERATURÜBERSICHT

Ackermann, E.: -1955- Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden. Geol. Rdsch., 43, S. 328 - 341.

Andres, G.: -1951- Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten - Gaimersheim - Wettstetten nördlich von Ingolstadt. Geol. Bav., 7, S. 5 -57.

Bakker, J.P.: - 1954- Über den Einfluß von Klima, jüngerer Sedimentation und Bodenprofilentwicklung auf die Savannen Nord-Surinams. Erdkunde VIII, S. 98 - 112.

Bakker, J.P.: -1957- Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. Ztschr. f. Geom. NF 1, S. 3 - 43, Berlin.

Bakker, J.P. und Müller, H.J.: -1957- Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. Stuttg. Geogr. Stud., Bd. 69, Herm. Lautensach Festschrift, S. 365 - 397, Stuttgart.

Bakker, J.P.: -1958- Die Flächenbildung in den feuchten Tropen. Verh. d. dt. Geogr. Tg., Würzburg 1957, S. 66 - 88.

Bakker, J.P.: -1958- Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. Verh. d. dt. Geogr. Tg., Würzburg 1957, S. 122 - 131.

Bakker, J.P.: -1963- Großregionale Verwitterungszonen und Ferntransport von Ton durch Meeresströmungen. Ein Kapitel der physischen Geographie und Ozeanographie. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, S. 109 - 120, Leiden.

Bakker, J.P. und Levelt, Th.W.M.: -1964- An inquiry into the probability of a polyclimatic development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the middle and upper senonian and the tertiary period. Publ. Serv. Géol. du Luxembourg, Vol. XIV, S. 27 - 75, Luxembourg.

Bakker, J.P.: -1965- A forgotten factor in the interpretation of glacial stairways. Ztschr. f. Geom. N.F. 9, H. 1, S. 18 - 34.

Bakker, J.P.: -1966- Paläogeographische Betrachtungen auf Grund von fossilen Verwitterungserscheinungen und Sedimenten in Wüsten und Steppen im Bereich des Mittelmeergebiets. Nova Acta Leopoldina N.F. Bd. 31, Nr. 176, S. 45 - 66, Leipzig.

Bakker, J.P.: -1967- Weathering of granites in different climates, particularly in Europe. Les congrès et colloques de l'université de Liège. Vol. 40.

Baulig, H.: -1956- Peneplains et pediplains. Bull. Soc. Belge études géogr., 25, Nr. 1.

Behrmann, W.: -1930- Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Bodens. H. Wagner Gedächtnisschrift, Pet. Geogr. Mitt. Erg. H. 209, S. 110 - 115.

Berger, K.: -1951- Die Dünen im Raum von Nürnberg - Erlangen. Geol. Bl. v. Nordostbay. 1, S. 70 - 74.

Berninger, O.: -1934- Die landschaftliche Gliederung Frankens. Jb. f. Frk. Landesforschung I, S. 44 - 51, Erlangen.

Birkenhauer, J.: -1970- Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Alttertiär und dem Beginn des Pleistozäns. Erdk. H. 1/4, S. 268 - 284, Bonn.

Birzer, F.: -1939- Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb. Ztschr. d. dt. Geol. Ges. Bd. 91, H. 1, S. 1 - 57, Berlin.

Birzer, F.: -1954- Erosionsformen im Muschelkalk unter Mainaufschüttungen bei Kitzingen. Geol. Bl. v. Nordostbay., 4, S. 109 - 111, Erlangen.

Birzer, F.: -1964- Einige Beispiele für den Bodentypenwandel in Nordbayern. Geol. Bl. v. Nordostbay., 14, S. 115 - 121, Erlangen.

Birzer, F.: -1969- Molasse und Ries - Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. Geol. Bl. v. Nordostbay., 19, S. 1 - 28, Erlangen.

Blanck, E.: -1930- Die Mediterran-Roterde (Terra Rossa). Hdb. d. Bodenlehre, Bd. 3, S. 194 - 257, Berlin.

Blume, H.: -1970- Karstmorphologische Beobachtungen auf den Inseln über dem Winde. Tübinger Geogr. Arb., Wilhelmy Festschrift, H. 34, S. 33 - 43, Selbstverlag Tübingen.

Bögli, A.: -1960- Kalklösung und Karrenbildung. Ztschr. f. Geom., Suppl., Berlin.

Bögli, A.: -1964- Mischkorrosion - ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdk., 18, S. 83 - 92.

Bremer, H.: -1965- Ayers Rock, ein Beispiel für klimagenetische Morphologie. Ztschr. f. Geom., S. 249 - 282, Berlin.

Bremer, H.: -1967- Zur Morphologie von Zentralaustralien. Heidelberger Geogr. Arb., H. 17, Selbstverlag Heidelberg.

Brunnacker, K.: -1957- Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bav., 34, S. 3 - 95.

Brunnacker, K.: -1959 a- Jungtertiäre Böden in Nordbayern. Geol. Bl. v. Nordostbay., 9, S. 55 - 63, Erlangen.

Brunnacker, K.: -1959 b- Zur Kenntnis des Spät- und Postglacials in Bayern. Geol. Bav., 43, S. 74 - 105.

Brunnacker, K.: -1970- Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden. Ztschr. f. Geom., N.F. 14.

Büdel, J.: -1934- Die Rumpftreppen im westlichen Erzgebirge. Abh. d. dt. Geogr. Tg. Bad Nauheim, S. 138 - 147.

Büdel, J.: -1937- Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Geogr. Mitt., EH.

Büdel, J.: -1938- Das Verhältnis von Rumpftreppen und Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär. Pet. Geogr. Mitt., 84, S. 229 - 238.

Büdel, J.: -1950- Das System der klimatischen Morphologie. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimate. Verh. d. dt. Geogr. Tg. München 1948.

Büdel, J.: -1951- Fossiler Tropenkarst in der schwäbischen Alb und den Ostalpen, seine Stellung in der klimatischen Schichtstufen- und Karstentwicklung. Erdk. V, S. 168 - 170, Bonn.

Büdel, J.: -1957 a- Die „Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. Ztschr. f. Geom., N.F. 1, S. 201 - 228, Berlin.

Büdel, J.: -1957 b- Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. Würzb. Geogr. Arb., H. 4/5, S. 5 - 46, Würzburg.

Büdel, J.: -1957 c- Raumschicksal und Landformung in Franken. Geogr. Rdsch., 9, S. 207 - 212, Darmstadt.

Büdel, J.: -1958- Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. Verh. d. dt. Geogr. Tg., 31, S. 89 - 122, Wiesbaden.

Büdel, J.: -1963- Klima-genetische Geomorphologie. Geogr. Rdsch., 15, S. 269 - 285.

Büdel, J.: -1969- Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzb. Geogr. Arb., H. 25, S. 1 - 38, Würzburg.

Büdel, J.: -1970- Pedimente, Rumpfflächen und Rücklandsteilhänge, deren aktive und passive Rückverlegung in verschiedenen Klimaten. Ztschr. f. Geom., N.F. 14, S. 1 - 57.

Büdel, J.: -1971- Das natürliche System der Geomorphologie. Würzb. Geogr. Arb., H. 34, S. 1 - 91, Würzburg.

Cramer, H.: -1928- Untersuchungen über die morphologische Entwicklung des fränkischen Karstgebirges. Abh. d. Nathist. Ges. Nbg., S. 243 - 326, Nürnberg.

Cailleux, A.: -1942- Morphologische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geol. Rdsch., 40, S. 11 - 19.

Dehm, R.: -1935- Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. Abh. d. Bay. Ak. d. Wiss., math-nat. Ges., H. 29, S. 1 - 83, München.

Dehm, R.: -1961- Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des Süddeutschen Jura- und Muschelkalkgebietes. Mitt. Bay. Staatslg., Pal.-hist. Ges., 1, München.

Dorrer, I.: -1966- Beiträge zur tertiären und periglazialen Formengestaltung des Steigerwaldes, insbesondere des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes. Diss.,Erlangen.

Dörrer, I.: -1971 a- Der Steigerwald in neuer morphologischer Sicht. Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges., 18, Erlangen.

Dörrer, I.: -1971 b- Zur Morphologie des rezenten und fossilen Karstes am Nordrand der Causses. Maschinenschr., Vortrag f. d. 38. dt. Geogr. Tg.

Dongus, H.: -1962 a- Die Rauhe Wiese bei Böhmenkirch (Ostalb), ein fossiles Karstpediment. Hermann v. Wißmann Festschr., S. 333 - 342, Tübingen.

Dongus, H.: -1962 b- Alte Landoberflächen der Ostalb. Fschg. z. dt. Landesk., 134, S. 1 - 66, Bad Godesberg.

Dongus,H.: -1963 a- Die Formentwicklung auf der Lonetal-Flächenalb (Schwäbische Alb). Berichte z. dt. Landesk., 31, H. 1, S. 50 - 68, Bad Godesberg.

Dongus,H.: -1963 b- Die Oberflächenformen der mittleren Schwäbischen Alb (östl. Teil). Jb. f. Karst- u. Höhlenk., 4, S. 21 - 44, München.

Dongus, H.: -1972- Schichtflächenalb, Kuppenalb, Flächenalb (Schwäbische Alb). Ztschr. f. Geom., 16, S. 374 - 392.

Duphorn, K.: -1971- Gletscherspuren im Oberharz. Umschau in Wiss. u. Techn., 3, Frankfurt.

Engelhardt, W.v.: -1961- Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung. Geol. Rdsch., 51, S. 457 - 477.

Fabry, R.: -1940- Bodenkunde für Schule und Praxis. München.

Ferstl, H.: -1950- Die geologischen Verhältnisse des Laaber-Gebietes westlich Velburg. Dipl Arb. Geol. Inst. Erlangen.

Freyberg, B.v.: -1923- Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 6.

Freyberg, B.v.: -1968- Übersicht über den Malm der Altmühl-Alb. Erlg. Geol. Abh., 70, Erlangen.

Freyberg, B.v.: -1969- Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. Erlg. Geol. Abh., 77, S. 1 - 81, Erlangen.

Ganssen, R.: -1957- Bodengeographie. Stuttgart.

German, R.: -1963- Taldichte und Flußdichte in Süddeutschland. Ein Beitrag zur klimatischen Oberflächenformung. Huttenlocher Festschr., S. 12 - 32, Bad Godesberg.

Gerstenhauer, A.: -1960- Der tropische Kegelkarst in Tabasco (Mexiko). Ztschr. f. Geom., Suppl.

Gerstenhauer, A.: -1966- Beiträge zur Geomorphologie des mittleren und nördlichen Chiapas (Mexiko) unter besonderer Berücksichtigung des Karstformenschatzes. Frankf. Geogr. Hefte, 41.

Gerstenhauer, A.: -1969- Ein karstmorphologischer Vergleich zwischen Florida und Jucatán. Verh. d. dt. Geogr. Tg., 36, S. 332 - 344, Wiesbaden.

Goetze, F.: -1952- Geologie des Gebietes von Eschenfelden - Königstein Opf., nebst Untersuchungen über das Riffproblem. Erlg. Geol. Abh., 4, S. 1 - 22, Erlangen.

Gossmann, H.: -1970- Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen. Würzb. Geogr. Arb., H. 31, Selbstverlag Würzburg.

Gradmann, R.: -1924- Postglaciale Klimaschwankungen Mitteleuropas. Geogr. Ztschr., 30, S. 241 - 263.

Güldali, N.: -1970- Karstmorphologische Studien im Gebiet des Poljesystems von Kestel (Westl. Taurus, Türkei). Tübinger Geogr. Stud., H. 40, S. 1 - 93.

Harrassowitz, H.: -1930- Böden der tropischen Regionen. Hdb. d. Bodenlehre, 3, S. 361 - 436, Berlin.

Harrassowitz, H.: -1954- Chemisches Einwirken der Niederschläge auf den Karst. Erdk., 8.

Heller, F.: -1957- Die deutschen Oberpliozän-Altquartärfaunen in ihrer Bedeutung für die Karstforschung. Mitt. d. dt. Ges. f. Karstforsch., 2, S. 9 - 12, Nürnberg.

Heller, W.: -1957- Untersuchungen zur Morphologie der mittleren Kuppenalb. S. 1 - 154, Zulassungsarb. Tübingen.

Höhl, G.: -1958- Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). Ein Beitrag zur Erklärung von lokalen Lössen und Decksanden und deren Einfluß auf ältere periglaciale Horizonte. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 100, S. 77 - 89.

Höhl, G.: -1959- Physisch-geographische Betrachtungen des Obermaintales bei Kösten. Quartär Bibl., 3, S. 5 - 14, Bonn.

Höhl, G.: -1963- Die Siegritz-Voigendorfer Kuppenlandschaft. Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges., 10, S. 211 - 223, Erlangen.

Höhl, G.: -1963- Die Coburger Landschaft seit prähistorischer Zeit. Ber. z. dt. Landesk., 30.

Huttenlocher, F.: -1962 a- Die Kuppen der Schwäbischen Alb und ihre morphologischen Probleme. H. v. Wissmann Festschr., S. 321 - 332, Tübingen.

Hüttenlocher, F.: -1962 b- Schwäbische Alb (Schwabenland). Hdb. d. naturräuml. Gliederung Deutschlands, 1, S. 151 - 163, Bad Godesberg.

Jennings, J.N. und Sweeting, M.M.: -1963- The limestone Ranges of the Fitzroy Basin, Western Australia. A Tropical Semi-Arid Karst. Bonner Geogr. Abh., S. 7 - 60, Bonn.

Jessen, O.: -1938- Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, S. 36 - 49, Berlin.

Jungerius, P.D.: -1958- Zur Verwitterung, Bodenbildung und Morphologie der Keuper-Lias-Landschaft bei Montfort in Luxemburg. Publ. v. h. Fys. Geogr. Lab. Amsterdam, 2.

Jungerius, P.D.: -1966- Age and origin of the Cypress hills plateau surface in Alberta. Geogr. Bul., Vol. 8, Nr. 4, S. 307 - 318.

Kayser, K.: -1955- Karstrandebene und Poljeboden. Zur Frage der Entstehung von Einebnungsflächen im Karst. Erdk. IX, 1/4, S. 60 - 64, Bonn.

Kosack, H.P.: -1952- Die Verbreitung der Karst- und Pseudokarsterscheinungen über die Erde. Pet. Mitt., 96, Gotha.

Klute, F.: -1951- Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würm-Eiszeit und die Änderung bis zur Jetztzeit. Erdk. V, S. 273 - 283, Bonn.

Köster, E.: -1961- Möglichkeiten und Grenzen granulometrischer Untersuchungsmethoden in der geographischen und morphologischen Forschung. Pet. Mitt., 106, S. 111-115, Gotha.

Lehmann, H.: -1936- Morphologische Studien auf Java. Geogr. Abh. v. Albr. Penck, 9, Stuttgart.

Lehmann, H.: -1954- Das Karstphaenomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdk. VIII, 1, mit Beitr. v. H. Lehmann, H.v. Wissmann, Rathjens, Roglic etc., S. 112 - 139, Bonn.

Lehmann, H.: -1955- Der tropische Kegelkarst in Westindien. Verh. d. dt. Geogr. Tg. Essen 1953, 29, Wiesbaden.

Lehmann, H.: -1956- Der Einfluß des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. I.G.U. Report of the commission of Karstphenomena.

Lehmann, H.: -1970- Kegelkarst und Tropengrenze. Tüb. Geogr. Arb., Wilhelmy Festschr., 34, S. 107 - 112, Tübingen.

Lehmann, O.: -1932- Die Hydrographie des Karstes. Enzykl. d. Erdk., Wien.

Levelt, Th.W.M.: -1965- Die Plateaulehme Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphologische Interpretation der Landschaft. Publ. v. h. Fys. Geogr. Lab., 6, Amsterdam.

Levelt, Th.W.M.: -1965- Methoden van kleionderzoek. Klei en keramiek, 15, S. 343 - 362.

Link - Jung: -1960- Grundriß der Mineralogie und Petrographie, Jena.

Lippert, H.: -1965- Morphologische Studien zur Landschaftsformung der Kuppenalb zwischen Poppberg und Velburg - (Mittlere Frankenalb). Zul.Arb., Masch.Schr., Erlangen.

Lippert, H.: -1968- Albstufe, Flächen- und Kuppenalb im Quellgebiet der Schwarzen Laaber. Top. Atlas Bay.,S.114, Mchn.

Lobus, F.: -1964- Stratigraphie und Tektonik der Mittleren Frankenalb um Lauterhofen. Dipl. Arb. Geol. Inst. Erlg.

Louis, H.: -1956- Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung. Erdk. X, 1/4, S. 33-53, Bonn.

Louis, H.: -1957- Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. Pet. Geogr. Mitt., E.H.262, S. 9-26.

Louis, H.: -1961- Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der allgemeinen Geographie. I, Berlin.

Louis, H.: -1964- Über Rumpfflächen-und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganyika. Ztschr. f. Geom., N.F. 8, S. 43 - 70.

Maarleveld, G.C.: -1966- A simple method of characterizing sands. Tijdschrift v. h. Konigl. Nederl. Aard. Gen. No.3.

Mensching, H.: -1955- Karst und Terra Rossa auf Mallorka. Erdk., IX, 1/4, S. 188 - 196, Bonn.

Mensching, H.: -1960- Periglacialmorphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. Würzb. Geogr. Arb., H. 7, Würzburg.

Müller, M.: -1961- Die Entwicklung von Malm und Kreide im Raum Parsberg - Kallmünz (Oberpfalz). Erlg. Geol. Abh., 40, S. 1 - 48, Erlangen.

Munsell Soil Color Charts: -1954- Munsell Color Company, Inc. Baltimore, Maryland, USA.

Panoš, V.: -1964- Der Urkarst im Ostflügel der Böhmischen Masse. Ztschr. f. Geom., 8, Berlin.

Pfeffer, K.H.: -1969- Neue Beobachtungen im Kegelkarst von Jamaika. Verh. d. dt. Geogr. Tg., Bd. 36, Wiesbaden.

Porrenga, D.H.: -1967- Clay mineralogy and geochemistry of recent marine sediments in tropical areas. Publ. v. h. Fys. Geogr. Lab. Univ. v. Amsterdam, No. 9, S. 1 - 145.

Poser, H.: -1948- Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglacials in Mittel- und Westeuropa. Naturwiss., 35, S. 269 - 311.

Priehäußer, G.: -1953- Spuren eiszeitlicher Kältezeiten in der Alb bei Velburg. Geol. Bl. v. Nordostbay., 3, Erlg.

Quakernaat, J.: -1968- X-Ray analyses of clay minerals in some recent fluviatile sediments along the coasts of central Italy. Academisch Proefschrift, Leiden.

Ramann, E.: -1911- Bodenkunde, Berlin.

Rathjens, C.: -1953- Über Klima und Formenschatz der Späteiszeit. Geol. Bav., 19, S. 186 - 194.

Rathjens, C.: -1957- Geomorphologische Beobachtungen an Kalkgesteinen in Afghanistan. Ein Beitrag zur Karstmorphologie der Trockengebiete. Stuttg. Geogr. Stud., 69, H. Lautensach Festschr., S. 276 - 288, Stuttgart.

Scheffer - Schachtschabel: -1960- Bodenkunde, I. Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde, Stuttgart.

Schmitthenner, H.: -1954- Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland. Pet. Geogr. Mitt., 98, S. 3 - 10.

Schnitzer, W.A.: -1953- Sedimentpetrographische Untersuchungen an den postjurassischen Überdeckungsbildungen der mittleren südlichen Frankenalb. Geol. Bl. v. Nordostbay., 3, S. 121 - 134, Erlangen.

Schnitzer, W.A.: -1954- Der Schwermineralgehalt der Randfacies des fränkischen Mittleren Keupers in Tiefbohrprofilen. Erlg. Geol. Abh., H. 11, Erlangen.

Schnitzer, W.A.: -1956- Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet von Denkendorf-Kösching nördlich von Ingolstadt. Geol. Bav., 28, S. 1 - 47, München.

Schnitzer, W.A.: -1957- Die Quarzkornfarbe als Hilfsmittel für die stratigraphische und paläogeographische Erforschung sandiger Sedimente. Erlg. Geol. Abh., 23, S. 1 - 10, Erlangen.

Schnitzer, W.A.: -1963- Zum Problem der Dolomitsandbildungen auf der südlichen Frankenalb. Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges., 10, S. 292 - 296, Erlangen.

Schönhals, E.: -1955- Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. Eiszeitalter und Gegenwart, VI, S. 109 - 130.

Schröder, B.: -1971- Daten und Probleme der Flußgeschichte und Morphogenese in Ostfranken. Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges., 18, S. 163 - 181, Erlangen.

Schwarz, R.: -1970- Die Schichtstufenlandschaft der Causses. Tüb. Geogr. Stud., H. 39, S. 1 - 94, Tübingen.

Schwarzbach, M.: -1961- Das Klima der Vorzeit. Stuttgart.

Singer, J.M.: -1971- Sowietische Spitzbergen-Expedition. Umsch. i. Wiss. u. Techn., 71, H. 16, Frankfurt.

Spöcker, R.G.: -1924- Karstphaenomene im Schelmbachgebiet. Abh. d. Nathist. Ges. Nbg., XXII, 2, S. 40 - 88, Nbg.

Spöcker, R.G.: -1948- Grundzüge der Karstkunde. Mitt. d. dt. Ges. f. Karstforsch., 3, S. 1 - 19, Nürnberg.

Spöcker, R.G.: -1952- Zur Landschaftsentwicklung im Karst des oberen und mittleren Pegnitz-Gebietes. Forschg. z. dt. Lk., 58, S. 1 - 60, Remagen.

Streim, W.: -1961- Malm und Oberkreide auf Blatt Laaber. Erlg. Geol. Abh., 39, S. 1 - 36, Erlangen.

Sweeting, M.M.: -1958- The Karstlands of Jamaica. The Geogr. Journal, S. 184 - 199, London.

Thauer, W.: -1955- Die asymmetrischen Täler als Phänomen der periglacialen Abtragungsvorgänge, erläutert an Beispielen der mittleren Oberpfalz. Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges., 2, S. 135 - 173, Erlangen.

Tillmann, H.: -1964- Kreide. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern. S. 141 - 144, München.

Thorn,K.: -1959- Ein Beitrag zur Gliederung der Frankenalb. Ber. z. dt. Lk., 24, S. 181 - 187, Bad Godesberg.

Troll, C.: -1947- Die Formen der Solifluktion und die periglaciale Bodenabtragung. Erdk. I, S. 162 - 175, Bonn.

Troll, C.: -1957- Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglacialen und periglacialen Bereich, Pet. Geogr. Mitt. E.H., 262, S. 213 - 226.

Wagner, G.: -1938- Die Entstehung der Flußnetze in Süddeutschland. Geogr. Ztschr., 44, S. 161 - 171, Berlin.

Wagner, G.: -1960- Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte, mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. Öhringen.

Weise, O.: -1967- Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes. Würzb. Geogr. Arb., H. 21, Selbstverl. Würzburg.

Wilhelmy, H.: -1958- Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig.

Winter, B.: -1963- Der obere Malm und seine Umgebung auf Blatt Alfeld. Dipl. Arb. Geol. Inst. Erlangen.

Winter, B.: -1964- Der obere Malm bei Fürnried - Poppberg. (Blatt Alfeld, Frankenalb). Geol. Bl. v. Nordostbay., 14, 3, Erlangen.

Wissmann, H.v.: -1954- Der Karst der humiden und sommerheißen Gebiete Ostasiens. Erdk., 8.

Wolff, W.: -1962- Periglacial-Erscheinungen auf der Albhochfläche. Diss. Tübingen.

Zeiss, A.: -1964- Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein. Erlanger Geol. Abh. H 55, Erlangen.

KARTENÜBERSICHT

Topogr. Übersichtskarte 1:200000, CC 7134 Regensburg
mit Orohydrographischer Ausgabe.

Topogr. Karte 1:50000, L 6534 Hersbruck mit Orohydrogr. Ausg.
Topogr. Karte 1:50000, L 6734 Neumarkt mit Orohydrogr. Ausg.
Topogr. Karte 1:50000, L 6934 Beilngrieß mit Orohydr. Ausg.
Topogr. Karte 1:50000, L 6736 Velburg.
Topogr. Karte 1:50000, L 6936 Parsberg.
Topogr. Karte 1:50000, L 6536 Amberg mit Orohydrogr. Ausg.

Topogr. Karte 1:25000, 6534 Happurg.
Topogr. Karte 1:25000, 6535 Alfeld.
Topogr. Karte 1:25000, 6634 Altdorf.
Topogr. Karte 1:25000, 6635 Lauterhofen.
Topogr. Karte 1:25000, 6734 Neumarkt.
Topogr. Karte 1:25000, 6735 Deining.
Topogr. Karte 1:25000, 6834 Berching.
Topogr. Karte 1:25000, 6835 Wissing.
Topogr. Karte 1:25000, 6934 Beilngrieß.
Topogr. Karte 1:25000, 6935 Dietfurt.
Topogr. Karte 1:25000, 7034 Kipfenberg.
Topogr. Karte 1:25000, 7035 Schamhaupten.
Topogr. Karte 1:25000, 6736 Velburg.
Topogr. Karte 1:25000, 6737 Schmidtmühlen.
Topogr. Karte 1:25000, 6836 Parsberg.
Topogr. Karte 1:25000, 6837 Kallmünz.
Topogr. Karte 1:25000, 6936 Hemau.
Topogr. Karte 1:25000, 6937 Laaber.
Topogr. Karte 1:25000, 7036 Riedenburg.
Topogr. Karte 1:25000, 7037 Kehlheim.
Topogr. Karte 1:25000, 6636 Kastl.
Topogr. Karte 1:25000, 6637 Rieden.

Herausgeber der Topographischen Karten ist das Bayerische Landesvermessungsamt, 8 München, Alexandrastraße 4.

Morphologische Übersichtskarte
der Mittleren Frankenalb
mit Eintragung der Bohrgruppen, Bohrserien
und ausgewählter Einzelbohrungen
Zeichenerklärungen
Bohrstelle
(Oberflächenproben siehe Einzelkarten)
A1–A11 Bohrserie (vergl. Einzelkarten)
Doline
Höhle
Isohypsen
Ausschnitt Karte 3
Die Kuppenlandschaft um Poppberg-Frechetsfeld
Ausschnitt Karte 4
Die Kuppenlandschaft um Engelsberg
Ausschnitt Karte 5
Die Kuppenlandschaft um Reichertswinn
0 1 2 3 4 5 km
Kartengrundlage: Topographische Karten
1 50000 6534 Hersbruck, 6734 Neumarkt, 6934
Beilngries, 6536 Amberg, 6736 Velburg, 6936
Parsberg
Umgrenzung des engeren Arbeitsgebietes
Ausschnitt Karte 3
Ausschnitt Karte 4
Ausschnitt Karte 5
BOHRGRUPPE I
BOHRGRUPPE II
BOHRGRUPPE III
BOHRGRUPPE IV
BOHRGRUPPE V
KUPPENALB DER MITTLEREN FRANKENALB
TRUPPENÜBUNGSPLATZ HOHENFELS-NAINHOF
NEUMARKT i.d.OPf.
Hersbruck
Hohenstadt
Happurg
Hartmannshof
Hogen
Bachetsfeld
Guntersrieth
Deckersberg
Heidmannsberg
Thalheim
Furnried
Dollanden
Frechetsfeld
Alfeld
Eckeltshof
Woltertsfeld
Poppberg
Schwend
Traunfeld
Gebertshofen
Ballertshofen
Pettenhofen
Lauterhofen
Brunn
Kastl
Winkl
Sindelbach
Litzlohe
Trautmannshofen
Wolfersdorf
Ulzenhofen
Engelsberg
Laaber
Bernla
Pronsdorf
Albertshofen
Hansbach
Oberwiesenacker
Gunching
Reichertswinn
Deusmauer
Lengenfeld
Velburg
Deining
Leutenbach
Mantlach
Oberweiling
Ronsolden
Hormannsdorf
Rudenshofen
Döllwang
Großalfalterbach
Wappersdorf
Pirkach
Eichenhofen
Dürshofen
Degerndorf
Seubersdorf
Lupburg
Parsberg
Pollanten
Hermannsberg
Dalßwang
Winn
Ernersdorf
Kemnathen
Hamberg
Herrnried
Winterzhofen
Mausheim

LEBENSLAUF

Ich wurde am 20. März 1939 in Tachau/Sud. als 2. Sohn der Eheleute Karl und Anna Lippert geboren.
Vom September 1946 bis Juli 1951 besuchte ich die Volksschule an der Pestalozzistraße in Fürth. Im September 1951 trat ich in die Oberrealschule Fürth über und legte dort im Jahre 1960 die Reifeprüfung ab.
An der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg studierte ich von 1960 bis 1966 Biologie, Chemie und Geographie.
Nach dem Staatsexamen in diesen drei Fächern begann ich im Dezember 1966 mit dem Vorbereitungsdienst für das Lehramt an Gymnasien im Studienseminar des Hardenberg-Gymnasiums Fürth.
Seit 1968 unterrichte ich am Hardenberg-Gymnasium Fürth in den Fächern Biologie, Chemie und Geographie.

Druck: HOGL ERLANGEN